This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

A propos de ce livre

Ceci est une copie numérique d'un ouvrage conservé depuis des générations dans les rayonnages d'une bibliothèque avant d'être numérisé avec précaution par Google dans le cadre d'un projet visant à permettre aux internautes de découvrir l'ensemble du patrimoine littéraire mondial en ligne.

Ce livre étant relativement ancien, il n'est plus protégé par la loi sur les droits d'auteur et appartient à présent au domaine public. L'expression "appartenir au domaine public" signifie que le livre en question n'a jamais été soumis aux droits d'auteur ou que ses droits légaux sont arrivés à expiration. Les conditions requises pour qu'un livre tombe dans le domaine public peuvent varier d'un pays à l'autre. Les livres libres de droit sont autant de liens avec le passé. Ils sont les témoins de la richesse de notre histoire, de notre patrimoine culturel et de la connaissance humaine et sont trop souvent difficilement accessibles au public.

Les notes de bas de page et autres annotations en marge du texte présentes dans le volume original sont reprises dans ce fichier, comme un souvenir du long chemin parcouru par l'ouvrage depuis la maison d'édition en passant par la bibliothèque pour finalement se retrouver entre vos mains.

Consignes d'utilisation

Google est fier de travailler en partenariat avec des bibliothèques à la numérisation des ouvrages appartenant au domaine public et de les rendre ainsi accessibles à tous. Ces livres sont en effet la propriété de tous et de toutes et nous sommes tout simplement les gardiens de ce patrimoine. Il s'agit toutefois d'un projet coûteux. Par conséquent et en vue de poursuivre la diffusion de ces ressources inépuisables, nous avons pris les dispositions nécessaires afin de prévenir les éventuels abus auxquels pourraient se livrer des sites marchands tiers, notamment en instaurant des contraintes techniques relatives aux requêtes automatisées.

Nous vous demandons également de:

+ *Ne pas utiliser les fichiers à des fins commerciales* Nous avons conçu le programme Google Recherche de Livres à l'usage des particuliers. Nous vous demandons donc d'utiliser uniquement ces fichiers à des fins personnelles. Ils ne sauraient en effet être employés dans un quelconque but commercial.

+ *Ne pas procéder à des requêtes automatisées* N'envoyez aucune requête automatisée quelle qu'elle soit au système Google. Si vous effectuez des recherches concernant les logiciels de traduction, la reconnaissance optique de caractères ou tout autre domaine nécessitant de disposer d'importantes quantités de texte, n'hésitez pas à nous contacter. Nous encourageons pour la réalisation de ce type de travaux l'utilisation des ouvrages et documents appartenant au domaine public et serions heureux de vous être utile.

+ *Ne pas supprimer l'attribution* Le filigrane Google contenu dans chaque fichier est indispensable pour informer les internautes de notre projet et leur permettre d'accéder à davantage de documents par l'intermédiaire du Programme Google Recherche de Livres. Ne le supprimez en aucun cas.

+ *Rester dans la légalité* Quelle que soit l'utilisation que vous comptez faire des fichiers, n'oubliez pas qu'il est de votre responsabilité de veiller à respecter la loi. Si un ouvrage appartient au domaine public américain, n'en déduisez pas pour autant qu'il en va de même dans les autres pays. La durée légale des droits d'auteur d'un livre varie d'un pays à l'autre. Nous ne sommes donc pas en mesure de répertorier les ouvrages dont l'utilisation est autorisée et ceux dont elle ne l'est pas. Ne croyez pas que le simple fait d'afficher un livre sur Google Recherche de Livres signifie que celui-ci peut être utilisé de quelque façon que ce soit dans le monde entier. La condamnation à laquelle vous vous exposeriez en cas de violation des droits d'auteur peut être sévère.

À propos du service Google Recherche de Livres

En favorisant la recherche et l'accès à un nombre croissant de livres disponibles dans de nombreuses langues, dont le français, Google souhaite contribuer à promouvoir la diversité culturelle grâce à Google Recherche de Livres. En effet, le Programme Google Recherche de Livres permet aux internautes de découvrir le patrimoine littéraire mondial, tout en aidant les auteurs et les éditeurs à élargir leur public. Vous pouvez effectuer des recherches en ligne dans le texte intégral de cet ouvrage à l'adresse `http://books.google.com`

GÉOLOGIE
DE LA FRANCE

PARIS. — TYPOGRAPHIE A. HENNUYER, RUE DU BOULEVARD, 7.

GÉOLOGIE
DE LA FRANCE

PAR

AMÉDÉE BURAT

PROFESSEUR D'EXPLOITATION DES MINES A L'ÉCOLE CENTRALE
DES ARTS ET MANUFACTURES

RADCLIFFE LIBRARY
UNIVERSITY
10 MAR 75
MUSEUM
OXFORD

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE
J. BAUDRY, LIBRAIRE-ÉDITEUR
RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
LIÉGE, MÊME MAISON

1874

Tous droits de traduction et de reproduction réservés

PRÉFACE

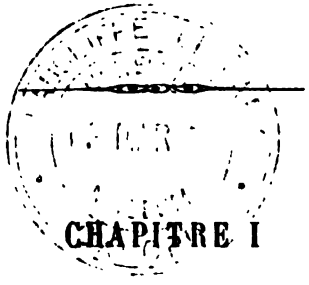
Sous ce titre nous présentons un résumé des études géologiques faites sur le sol de la France.

Ces études datent de Cuvier, Brongniart, Brochant de Villiers, Cordier, Dufrénoy, Élie de Beaumont; dès l'année 1840, elles étaient précisées par la carte géologique. Elles ont été successivement développées et complétées par les travaux incessants de nombreux géologues, parmi lesquels nous citerons principalement ceux auxquels nous avons emprunté des citations nombreuses : MM. d'Archiac, Rozet, Hébert, Émilien Dumas, Passy, Daubrée, Belgrand, Fournet, Gruner, de Lapparent, Bertrand de Doue, Lecoq, Collomb, Boulanger, Dalimier, Delesse, Alphonse Favre, Leymerie, Ébray, Lory, Scipion Gras, Diday, Raulin, Martins, Dieulafait, Pellat, Jourdy, Boisse, de Villeneuve, Matheron, Coquand, Reynès, Massy, Rolland, Vignet, Chelloneix, Malleville, Noguès, de Mortillet, et bien d'autres encore, dont les publications de la Société géologique ont détaillé les observations.

Nous avons cherché à formuler les conclusions de ces études, notre point de départ étant surtout les œuvres de MM. Dufrénoy et Élie de Beaumont, qui ont été nos maîtres et auxquels nous offrons l'hommage de ce travail.

GÉOLOGIE

DE LA FRANCE



CHAPITRE I

LA CARTE GÉOLOGIQUE

Nous admettons que le lecteur a étudié un traité de géologie, ou qu'il a suivi un cours, tel, par exemple, que celui qui est professé à l'École centrale des arts et manufactures, de telle sorte qu'il connaît la classification et les caractères des terrains indiqués sur la carte géologique de France, par MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont.

Cette classification suffit amplement pour l'étude de notre pays. Les subdivisions introduites depuis, au point de vue de la paléontologie, présentent sans doute un grand intérêt, mais auraient un inconvénient pour le but que nous nous proposons.

Le but de ce travail est en effet d'étudier le sol de la France dans ses conditions générales de constitution physique et géologique; d'en parcourir les diverses parties au point de vue de l'ingénieur qui examine le caractère spécial de chaque contrée, son altitude, les détails de son relief, montagnes ou plaines, plateaux ou vallées, la composition, la structure et la classification géologique des roches constituantes.

La *carte géologique* est l'expression la plus complète et la plus

utile de cet examen ; elle résume les connaissances acquises et précise les traits essentiels et caractéristiques de chaque contrée. Cette carte a été faite, il y a trente ans, sous l'influence des idées d'application, alors que la géologie avait pour but essentiel la géographie du sol dans la plus large acception du mot. Dufrénoy et Elie de Beaumont ont suivi les méthodes d'examen de Humboldt, Léopold de Buch, Cuvier, Brongniart, etc., méthodes heureusement conservées par de nombreux élèves qui ont fait les cartes départementales, en y apportant les mêmes caractères de précision et le même point de vue d'utilité pratique.

A ce point de vue, la géologie de la France est faite ; elle sera complète le jour où la classification fixée par la carte de MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont aura été assez précisée sur le sol, pour être reportée sur la carte de l'État-major à l'échelle de 1/80 000.

Parallèlement à l'étude de la géologie minéralogique et géographique, s'est développée celle de la géologie paléontologique, qui a concentré toute son attention sur les débris organiques contenus dans certaines roches sédimentaires, et basé la classification des terrains sur les fossiles qui peuvent s'y trouver. La Société géologique est devenue le centre de ces études, et M. d'Archiac, qui les suivait avec passion, en a publié le résumé jusqu'en 1865, sous le titre d'*Histoire des progrès de la géologie*.

Les études actuelles sont donc assez étendues pour que l'on y puisse suivre deux voies très-différentes : 1° la voie minéralogique et stratigraphique, qui spécifie et classe les terrains d'après la nature des roches et leur ordre de superposition, en n'employant les fossiles que dans les conditions restreintes d'une grande abondance, d'une détermination facile et d'une généralité qui n'oblige pas à des recherches minutieuses ; 2° la voie paléontologique, qui prend au contraire comme base exclusive les fossiles abondants ou rares, un seul gisement, un seul individu trouvé dans tel système de roches suffisant pour le classer, non pas seulement dans la série stratigraphique des terrains de notre pays, mais dans celle du monde entier.

L'état d'avancement de cette classification générale et paléontologique est précisé par les *Bulletins de la Société géologique de France*. Le résumé entrepris par M. d'Archiac est resté inachevé, de même que la *Description géologique de la France* par MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont; mais comme ces deux ouvrages ont suivi une marche inverse, l'un commençant par les terrains les plus modernes, tandis que les auteurs de la carte avaient commencé par les terrains les plus anciens, ils se complètent assez heureusement. En y joignant les descriptions locales publiées par un assez grand nombre de géologues et d'ingénieurs, les mémoires et bulletins de la Société, on réunira un ensemble de documents comprenant toutes les parties de la France, auquel on ne saurait guère reprocher que d'être trop détaillé et trop volumineux.

Lorsqu'on voit d'ailleurs que le résumé de ces observations paléontologiques, exposé dans huit volumes compactes, n'a pu de l'époque actuelle remonter les temps géologiques que jusqu'au trias, et qu'aujourd'hui il faudrait en ajouter à peu près autant pour exposer les recherches, les classifications et les discussions qui ont été produites depuis 1865, on arrive forcément à penser que ces travaux minutieux, basés sur la recherche de fossiles rares, ne concernent que ceux qui veulent considérer la géologie sous un rapport exclusivement scientifique. Ceux qui la considèrent au point de vue des applications, doivent revenir aux méthodes d'examen minéralogique, stratigraphique et géographique, telles qu'on les pratiquait autrefois. En suivant cette voie les éléments ne manquent pas, les travaux qui s'exécutent dans toutes les parties de la France en fournissent de nombreux. Nous parlons ici des travaux de déblais et de percement qui se poursuivent incessamment pour l'établissement des chemins de fer, des routes ou des canaux; des forages pour la recherche de mines ou d'eaux artésiennes; des travaux d'exploitation des mines et des carrières, qui dans ces derniers temps ont reçu des développements considérables.

Les tunnels de Blaizy et de la Nerthe, percés dans les terrains

jurassiques et néocomiens, la percée du Lioran à travers le Cantal, le tunnel du mont Cenis à travers les terrains si discutés des Alpes, les nombreux puits ou forages exécutés pour les houillères du Nord et du Pas-de-Calais, les forages artésiens de Passy et de la Chapelle, qui ont traversé presque toute la craie, sont les exemples les plus apparents du lien qui existe entre ces travaux et les études géologiques. Plusieurs compagnies de chemins de fer ont mis ces études à profit pour faire établir les coupes géologiques de leurs tracés.

Ajoutons à ces éléments qui développent incessamment les connaissances géologiques, les nombreuses carrières ouvertes pour exploiter les roches. On exploite en effet, soit pour obtenir les matériaux de construction, soit pour se procurer certains minéraux employés dans les arts, une multitude de roches qui sont toujours les mieux caractérisées des formations. Les escarpements naturels ne peuvent fournir des échantillons aussi expressifs que ceux qu'on peut recueillir dans les carrières, où l'on a encore l'avantage de s'approprier une multitude d'observations de détail faites par les ouvriers.

Un observateur qui, prenant pour guide, ainsi que nous l'avons toujours fait, la carte géologique de France, en parcourt les diverses contrées, ne doit pas avoir la prétention de découvrir des faits nouveaux. Les excursions d'un géologue, comme celles d'un touriste, ont pour but son instruction personnelle et sa propre satisfaction. Il est en effet une instruction et des satisfactions que les livres ne peuvent transmettre, que l'on n'obtient qu'en voyageant et voyant par soi-même ce que les autres ont déjà vu. Mais dans ces excursions où se succèdent les générations, chacun peut apporter un point de vue particulier, une idée nouvelle, un rapprochement utile.

Tout est sujet d'observation pour le géologue : les pentes et déclivités, les formes du sol, les profils de l'horizon, les crêtes de partage, les thalwegs des cours d'eau. Est-il par exemple rien de plus négatif au premier abord que ces plaines d'alluvions qui ont

nivelé les vallées de nos grands fleuves? Le géologue y trouve cependant les débris des roches des régions supérieures; l'étude des cailloux roulés en résume la composition.

C'est surtout dans les pays de montagnes que cette étude présente de l'intérêt; les blocs et les galets des thalwegs y annoncent à l'avance toutes les roches qu'on doit trouver en place. Si, parmi ces roches, on trouve des diorites, des serpentines, des porphyres ou des granites, on devine quelles sont les roches soulevantes dont on recherchera le gisement. Si l'on y trouve des quartz cristallins, du spath fluor, de la baryte sulfatée, on devine la présence des gites métallifères; en lavant les sables, on y reconnaîtra même des minerais.

Du thalweg des torrents ou des rivières, l'attention se porte sur les alluvions anciennes qui couvrent les plateaux et forment des terrasses exhaussées. Les galets plus volumineux y sont d'autant plus faciles à reconnaître; on arrive à constater leur provenance, à marquer sur la carte les points d'où sont partis les courants qui les ont transportés. Les positions anormales de ces terrasses, les blocs erratiques semés sur les versants des montagnes, ont ainsi conduit à constater et à suivre les phénomènes de l'époque glaciaire.

Quittant les thalwegs et les terrasses alluviales, lorsqu'on s'élève sur les versants, les plateaux et les crêtes montagneuses, cherchant les escarpements que forment en général les roches les plus dures et les mieux caractérisées, on ne tarde pas à trouver quelque horizon géologique qui permet de déterminer la série des terrains et des formations.

Le sol de la France présente à peu près toute la série des terrains reconnus dans les diverses parties du globe; la carte géologique en exprime la distribution géographique.

La succession des formations sédimentaires qui couvrent la plus grande partie des surfaces, est presque toujours signalée par un changement des roches constituantes. Toutes les roches ne sont pas caractéristiques, mais beaucoup d'entre elles peuvent

servir d'horizon, sinon dans toute l'étendue de la France, du moins dans les mêmes bassins géologiques.

La surface de la France peut être considérée comme composée approximativement de la manière suivante :

Terrains alluviens.....	10 000	kilom. carrés.
— tertiaires.....	150 000	—
— crétacés.....	65 000	—
— jurassiques.....	110 000	—
— triasiques et permiens.....	20 000	—
— de transition.....	52 000	—
— schisteux et granitiques....	110 000	—
— porphyriques et volcaniques.	3 000	—
	520 000	kilom. carrés.

Le tableau ci-après indique les roches les plus caractéristiques qui dominent dans ces divers terrains.

Terrains **alluviens** : Surfaces, 10 000 km².	Sables et cailloux roulés. Sables des dunes; limons et lagunes. Terres argileuses à briques et à pisé. Sables, argiles et tourbes. Cailloux de la Crau et des terrasses. Blocs erratiques.
Terrains **tertiaires** : *pliocène*, *miocène*, *éocène*. Surfaces, 150 000 km².	Sables des Landes, crag. Falhuns de la Touraine. Calcaires lacustres et marnes de la Beauce. Sables et meulières. Sables et grès de Fontainebleau. Mollasse des Alpes. Calcaires et marnes avec lignites de la Provence. Marnes et gypse. Calcaires siliceux de la Brie; calcaires de Saint-Ouen; meulières de la Ferté; grès et sables de Beauchamp. Calcaires marneux. Cliquarts. Calcaires grossiers; roches et lambourdes. Calcaires glauconieux, à Cerithium-Giganteum. Argiles plastiques; sables et lignites; sables de Rilly. Calcaires nummulitiques des Alpes et des Pyrénées.

Terrains **crétacés :** *craie* { *blanche, tuffau, glauconieuse,* *gault et grès verts, formation néocomienne.* Surfaces, 65 000 km².	Craie blanche à silex. Craies marneuses. Craie tuffau. Calcaires crétacés à hippurites du Sud et du Sud-Ouest. Craie glauconieuse. Gaize. Grès et sables. Argiles du gault; phosphorites. Sables verts. Grès verts. Marnes néocomiennes d'Apt. Calcaires compactes néocomiens de la Provence à dicérates, à caprotines, à chama, à rudistes. Calcaires néocomiens à spatangues. Calcaires, marnes, sables néocomiens.
Terrains jurassiques : *formations oolithiques, formations du lias.* Surfaces, 110 000 km².	Calcaires compactes portlandiens. Argiles et marnes kimméridiennes à gryphées virgules. Calcaires coralliens ; compactes, lithographiques. Calcaires à nérinées, à entroques. Calcaires d'Euville, de Tonnerre, de Ravière, de Sainte-Ylie, de l'Échaillon. Calcaires oxfordiens de la Porte-de-France. Argiles et marnes à gryphées dilatées et ammonites. Argiles de Dives. Marnes et minerais de fer de l'Ardèche. Calcaires bathoniens, oolithiques; pierres de Caen; calcaires argileux à bélemnites. Argiles, terre à foulon. Sables de l'oolithe inférieure. Marnes schisteuses du lias. Calcaires et marnes à bélemnites. Lias calcaire. Calcaires à gryphées arquées. Calcaires et marnes à avicula contorta. Arkoses et grès du lias.
Terrains **triasiques** et **permiens.** Surfaces, 20 000 km².	Marnes irisées. Gypse et sel gemme. Calcaires muschelkalk; cargneules des Alpes. Grès bigarrés. Quartzites des Alpes. Grès et schistes permiens. Calcaires magnésiens. Grès des Vosges. Grès rouges penéens.

Terrains **de transition**; *formation houillère,* — *silurienne,* — *dévonienne,* — *cambrienne.* Surfaces, 52 000 km².	Grès et schistes houillers. Terrains anthraxifères des Alpes. Calcaires et calschistes dévoniens. Calcaires carbonifères. Calcaires et schistes anthraxifères de la Sarthe et de la Mayenne. Calcaires siluriens. Schistes argileux et schistes ardoisiers. Quartzites et grauwackes. Schistes argileux azoïques.
Terrains **schisteux, cristallins** et **granitiques.** Surfaces, 110 000 km².	Schistes maclifères. Phyllades. Micaschistes, schistes chloriteux et talqueux. Stéaschistes. Schistes amphiboliques. Syénites. Protogines. Pegmatites. Granites porphyroïdes. Gneiss. Granites anciens.

Toutes ces roches constituent la série des terrains stratifiés, depuis les dépôts les plus modernes jusqu'aux granites anciens qui leur servent de base. Parallèlement à cette série, les roches éruptives ont successivement traversé toutes les roches préexistantes et se rapportent aux trois périodes :

Terrains **volcaniques.** 1 500 km².	Cônes à cratères de l'Auvergne. Laves modernes, cendres et scories. Basaltes, scories et pouzzolanes pyroxéniques. Trachytes, phonolites, obsidiennes; tufs ponceux et conglomérats trachytiques.
Terrains **porphyriques.** 1 500 km².	Serpentines des Alpes. Ophites des Pyrénées. Serpentines de la Bretagne et du Centre. Diorites. Mélaphyres. Fraidonite des Cévennes. Kersantites. Porphyres feldspathiques. Eurites. Porphyres quartzifères et granitiques.

La carte géologique de France, qui représente ces divers terrains et formations, est en même temps une carte orographique faite avec le plus grand soin, qui exprime, aussi bien qu'on peut le faire à cette échelle, les reliefs de la surface. Elle montre en

nombre de points les rapports qui existent entre ces reliefs et la composition géologique du sol.

Elle fait ressortir, par exemple, la nature montagneuse et les altitudes des terrains granitiques et de transition au-dessus des bassins sédimentaires qu'ils encaissent; et sur ces terrains de transition elle marque les sommités granitiques, porphyriques ou volcaniques.

Les terrains qui forment les deux grands bassins secondaires et tertiaires de la Seine et de la Gironde, sont marqués comme des surfaces dont les accidents s'adoucissent à mesure que les dépôts superficiels sont plus modernes.

Dans ces deux bassins, chaque dépôt, superposé au précédent, concorde avec un affaiblissement des inégalités du sol ; ainsi, tandis que les premiers dépôts secondaires forment des bordures concentriques, nettement relevées et accidentées, les dépôts tertiaires supérieurs, les dépôts quaternaires et alluviens marquent les plaines les moins élevées au-dessus du niveau des mers.

Les bassins du Rhône, de la Saône, de l'Aude, de la haute Garonne nous montrent les dépôts secondaires et tertiaires dans des conditions toutes différentes. Tout est fortement accidenté dans les régions de la Haute-Saône, du Jura et des Alpes ; mais cependant il y a encore gradation suivant l'âge des terrains. Les terrains triasiques et jurassiques s'élèvent aux plus grandes altitudes, tandis que les terrains crétacés et tertiaires forment des zones montagneuses moins saillantes, plus éloignées des lignes et des centres de soulèvement, qui servent en quelque sorte de zones de raccordement avec les plaines ondulées des formations miocènes ou pliocènes. Sauf quelques exceptions locales, les zones pyrénéennes marquent les mêmes décroissances.

Les bords occidentaux et méridionaux du plateau central présentent encore les dépôts jurassiques avec des formes spéciales. Ces dépôts ont été soulevés, à des altitudes de 800 et 1 200 mètres, en plateaux isolés par des fentes abruptes. Les surfaces peu mouvementées de ces plateaux sont presque des plaines ; on n'y aperçoit à l'horizon aucun accident assez prononcé pour

arrêter sa marche, lorsque tout à coup on voit s'ouvrir des fossés à parois abruptes, de plusieurs centaines de mètres de profondeur; ce sont les vallées dans lesquelles affluent toutes les eaux; il faut des heures pour descendre d'un côté et remonter de l'autre. Ces vastes plateaux, distincts par l'uniformité de leur composition et par leur altitude, sont désignés sous la dénomination de *causses;* la carte géologique, en les entourant de plusieurs bordures teintées de bleu, fait ressortir la succession des formations jurassiques qui en constitue l'épaisseur et dont les parois profondément entaillées montrent les tranches superposées.

Les excursions que l'on se propose de faire doivent être étudiées à l'avance sur les cartes. On sait ainsi ce que l'on doit observer sur le terrain et, mettant à profit les travaux de ceux qui ont précédé, on a l'avantage de voir vite, avec tout le fruit et toutes les satisfactions que peuvent donner les excursions géologiques.

Les contrées géologiques.

La France est trop étendue pour qu'on puisse étudier sa constitution géologique sans en subdiviser la surface. Parmi les subdivisions marquées sur les cartes géographiques, on devra naturellement préférer celles qui se rapprochent le plus des distinctions résultant du tracé des terrains, ce qui conduit tout d'abord à écarter les divisions départementales dont les contours n'ont aucun rapport avec ce tracé. La conséquence de la division administrative actuelle a été la création des cartes géologiques départementales; ces cartes eussent été bien plus utiles si, au lieu de s'arrêter à des limites de convention, elles eussent embrassé l'ensemble d'un territoire homogène et mieux défini.

Les lignes des bassins hydrographiques doivent, au contraire, figurer sur une carte géologique, car les principaux bassins secondaires et tertiaires ont conservé avec eux certaines analogies de délimitation. Les lignes hydrographiques ne peuvent cependant délimiter les contrées, car les deux rives d'un thalweg

appartiennent presque toujours à une contrée commune; il en est de même pour les deux versants des lignes de faîte.

Les caractères distinctifs d'une contrée ressortent : de son altitude; des accidents de la surface; de la composition du sol, caractères qui avaient autrefois déterminé la division des provinces. Cette division se trouvera souvent la plus naturelle au point de vue de la constitution géologique.

Les divisions agricoles ont une importance réelle et viennent en aide aux distinctions qui résultent des terrains, parce qu'elles reposent sur les conditions générales de relief, d'altitude et de composition du sol, qui en ont déterminé les cultures et les aptitudes spéciales; l'usage a perpétué ces dénominations, les causes qui les ont déterminées subsistent toujours et deviennent même plus apparentes depuis que la rapidité des voyages permet de mieux comparer les régions parcourues.

Ainsi, disaient les auteurs de la carte géologique, « le besoin de noms propres pour désigner les espaces dissemblables se fera de plus en plus sentir; et ceux qu'une longue habitude a affectés à cet usage, loin de s'effacer, prendront un sens plus déterminé. La Beauce, la Brie, la Sologne ne cesseront donc jamais d'avoir des noms spéciaux. Les limites de ces régions naturelles restent invariables. »

Nous subdiviserons donc la France en contrées géologiques, en nous rapprochant autant que possible des contrées déjà définies par leurs conditions naturelles.

Dans ces contrées, nous nous appliquerons à préciser les caractères des terrains indiqués par la classification générale de la carte, sans chercher des distinctions plus détaillées, basées sur les fossiles signalés dans tel banc, dans telle localité spéciale.

Les fossiles utiles et caractéristiques sont ceux que l'on rencontre sans les chercher, comme les gryphées, les bélemnites, les ammonites, les oursins, les hippurites, etc., dans certaines formations secondaires; comme les nummulites, les cérites et les nombreuses coquilles des formations tertiaires. Ces fossiles,

joints aux caractères minéralogiques et stratigraphiques des diverses formations, suffisent pour les faire reconnaître, en France du moins, où ces caractères ont été nettement spécifiés.

Les nouvelles études paléontologiques ont conduit à multiplier outre mesure les subdivisions des terrains. Or on a déjà de la peine, lorsqu'on s'en rapporte uniquement aux fossiles, à maintenir la classification fondamentale. M. de Lapparent a justement apprécié la trop grande importance attribuée à cet élément, en faisant ressortir les incertitudes qui peuvent en résulter toutes les fois que deux terrains sont concordants, les terrains se trouvant liés, dans ce cas, par des passages graduels et par des faunes mélangées ; ainsi dit-il :

Si l'on cherche à séparer le terrain silurien du dévonien à l'aide des fossiles, on trouve des résultats tout différents, suivant que l'on compare à la faune de la Bohême celle de l'Angleterre, celle de la Scandinavie ou celle des États-Unis. Le dévonien d'Angleterre et d'Irlande est assez mal séparé du carbonifère, pour que M. Jukes ait pu s'acharner, dans ces dernières années, à poursuivre la suppression de l'étage dévonien. Le carbonifère se relie si intimement au permien que, dans le Nebraska, il y a fusion intime de ces deux étages en un seul groupe, que les géologues américains ont appelé *permo-carbonifère*. Et quant à la limite supérieure du permien, déjà très-incertaine dans les Vosges, elle ne paraît pas mieux établie en Russie, où des travaux récents ont eu pour effet de restituer au trias une notable partie du grès rouge prétendu permien de cette région. De plus, le mélange des orthocères, type paléozoïque par excellence, avec les faunes secondaires, telles que les ammonites, mélange signalé tout d'abord comme une exception caractéristique du trias des Alpes, est devenu le fait normal de cette formation depuis que le facies alpin du trias a été constaté dans l'Himalaya, en Californie et au Spitzberg.

La limite entre le trias et le lias est de moins en moins possible à fixer, les couches de jonction ou étage rhétien se reliant tantôt à l'un, tantôt à l'autre, suivant la région que l'on considère. Mais l'incertitude est encore bien plus grande quand il s'agit de la limite supérieure du terrain jurassique, témoin les discussions soulevées par les calcaires du Dauphiné, considérés d'abord comme oxfordiens, puis classés par les Allemands dans le Jura supérieur, et où il est aujourd'hui reconnu qu'il y a, entre l'oxfordien et le néocomien, deux zones de passage à faune mixte, l'une avec formes jurassiques dominantes, l'autre avec un aspect plutôt crétacé ; en sorte que, dans la région des Alpes, le passage du jurassique au crétacé se ferait par une transition insensible.

Enfin, rappelons les débats auxquels a donné lieu la limite supérieure du terrain crétacé, et signalons la difficulté de plus en plus grande qu'on éprouve à limiter les étages tertiaires éocène, miocène et pliocène. Si nous ajoutons que la doctrine des Colonies, professée tout d'abord par M. Barrande, et qui admet le principe de la migration des espèces, a reçu dernièrement l'adhésion de ceux-là mêmes qui l'avaient le plus énergiquement combattue, il sera permis de conclure que la paléontologie, excellente pour constituer, dans une région donnée, des groupes naturels et homogènes, ne peut

par sa nature même, fournir les éléments d'une chronologie précise, applicable à toute la surface terrestre.

Ces observations trouvent de nombreuses applications sur la surface restreinte de la France; les terrains crétacés du Nord diffèrent par exemple des terrains crétacés du Midi, de telle sorte que l'assimilation des étages ne peut résulter que de leur ordre de superposition; il en est de même pour certaines formations des terrains jurassiques et triasiques.

L'ordre stratigraphique doit être la base de toute classification et les horizons géologiques que l'on rencontre permettent, lorsqu'ils sont accusés, d'en tracer les lignes distinctives. Or toutes les fois qu'il y a concordance complète de stratification et concordance géographique entre deux terrains, il y aura des passages qui rendront incertaines les lignes de séparation.

Dans les contrées où il y a, au contraire, discordance de stratification entre deux terrains, la distinction *minéralogique* est telle qu'il n'y a pas besoin de recourir aux fossiles pour établir la ligne de séparation.

On attache avec raison la plus grande importance à l'étude des formes et des accidents du sol, qui, dans le plus grand nombre des cas, résultent des bouleversements et des perturbations qui ont déterminé les discordances de stratification. Une coupe suffit presque toujours pour préciser la nature et la succession des terrains, ainsi que les mouvements qui ont déterminé leurs positions relatives. La géologie prend ainsi un caractère plus local; cela doit être, puisque les *contrées géologiques* s'isolent, dans un pays, par le double caractère de leur composition et de leurs formes. Une chaîne, un groupe de montagnes ne s'étendent que sur des espaces restreints, mais ce sont des contrées géologiques, bien distinctes des contrées de collines, de plateaux et de plaines.

Un bassin houiller, lorsqu'il est resté découvert et par suite entièrement marqué sur la carte, par sa teinte conventionnelle, est une contrée géologique.

Bien des fois il nous est arrivé de gravir une des saillies qui forment l'encaissement des bassins de la Loire, de Saône-et-Loire, de l'Allier, etc., et de reconnaître de loin le tracé de leurs limites. Sur ces surfaces houillères, qui pourtant ont été profondément accidentées, on distingue encore le tracé des terrains encaissants et des dépôts encaissés. Il y a plus, les principaux accidents qui ont affecté les dépôts houillers, concordent très-souvent avec les crêtes saillantes ou les thalwegs des vallées, à tel point que les ingénieurs qui ont à déterminer ces accidents, ont toujours soin de chercher à la surface les indications qui ont pu subsister. Un ploiement qui affecte tout le faisceau des couches, une faille importante par son rejet et sa continuité, sont restés, dans beaucoup de cas, accusés par les inégalités du sol.

Les caractères distinctifs d'une contrée géologique peuvent donc résulter soit de la nature des roches constituantes, soit des accidents, de l'altitude et des reliefs orographiques du sol; le plus souvent des deux conditions à la fois.

Les massifs de *transition* qui ont formé et forment encore les bordures et encaissements des bassins secondaires et tertiaires, sont les contrées les plus distinctes, dont les contours ressortent au premier coup d'œil jeté sur la carte géologique.

Ce sont, à l'ouest, le *massif de la Bretagne et de la Vendée;*

A l'est, les *Ardennes et la région la plus élevée des Vosges;*

Au centre, le vaste massif du *plateau central*, comprenant le *Morvan*, le *Forez*, l'*Auvergne*, le *Limousin*, le *Velay*, le *Vivarais*, les *Cévennes*, etc., divisions qui s'individualisent en effet sur l'ensemble du plateau, par des détails de relief et de composition.

Les *Pyrénées* et les *Alpes*, soulevées à travers les terrains secondaires et tertiaires, constituent des chaînes montagneuses dont les axes, formés de terrains anciens, portent sur leurs versants les dépôts secondaires et tertiaires soulevés et accidentés. Ce sont encore des contrées géologiques qui, malgré les terrains secondaires et tertiaires qui entrent dans leur composition, s'isolent de celles qui les entourent.

Les terrains *secondaires* ont des caractères bien différents dans les régions du nord et du midi.

Autour du bassin septentrional dont Paris occupe le centre, ces terrains forment une ceinture presque continue composée de zones jurassiques et crétacées.

Ces zones plus ou moins larges forment de véritables contrées géologiques parmi lesquelles se distinguent :

La *contrée triasique* des Vosges et de la Lorraine;

Les *contrées jurassiques* dont les relèvements calcaires suivent les crêtes de partage des quatre grands bassins hydrographiques;

Les *contrées crétacées*, riches et fertiles sur les craies marneuses de la Normandie, des pays d'Auge et de Caux ; pauvres et arides sur les craies pures de la Champagne pouilleuse.

Les caractères assez réguliers de ces zones changent complétement dans les régions méridionales.

Dans le *Jura*, les formations jurassiques couvrent une vaste contrée où elles ont subi des soulèvements multipliés. Une série de ploiements nous les montre exhaussées en voûtes au-dessus d'une série de vallées. Ces chaînes, formées par des plissements parallèles, sont rompues de distance en distance par des vallées de fracture ou *cluses*, dont les escarpements pittoresques montrent les formations successives soulevées et brisées.

Les calcaires jurassiques se trouvent avec les mêmes caractères de soulèvement, mais sous d'autres formes, dans les contrées dites les *causses* de l'Aveyron, de la Lozère, etc. Ce sont, ainsi qu'il a été dit précédemment, de hauts plateaux, isolés par des vallées de fractures dont les parois, en général très-escarpées, ont des hauteurs de 200 à 400 mètres ; il faut en gravir les pentes pour monter sur les plateaux, dont les surfaces planes ou légèrement ondulées forment un singulier contraste avec les fentes profondes qui les sillonnent.

Les terrains crétacés des régions méridionales se compliquent par les étages de la formation néocomienne intercalés entre les formations jurassiques et le gault. Les étages du grès vert et de la craie sont eux-mêmes composés de roches très-différentes de

celles du bassin septentrional. Les calcaires crayeux qui caractérisent le Nord ont disparu, et les roches dominantes, dans toute la série des étages néocomiens et crétacés, sont des calcaires compactes souvent confondus avec ceux de l'époque jurassique. Ces terrains forment des régions montagneuses dont la composition en calcaires brisés et fendillés imprime aux contrées des apparences caractéristiques ; dans toute l'étendue des régions subalpines, en Provence surtout, l'aspect chauve et dénudé de ces montagnes calcaires permet de les reconnaître à grandes distances.

Les terrains *tertiaires* et *alluviens*, qu'il est souvent difficile de séparer, constituent des contrées géologiques encore plus spéciales. Les surfaces couvertes par ces terrains sont rarement accidentées ; les limites de leur dépôt sont accusées par les relèvements des terrains antérieurs qui dessinent encore les contours des bassins. Les fonds tertiaires, en général peu mouvementés, et d'une altitude inférieure à celle des terrains secondaires qui les entourent, sont composés de dépôts variés, de calcaires, d'argiles ou de roches arénacées; les eaux y coulent lentement; dans la plupart des cas, ce sont des contrées fertiles que de temps immémorial on désigne par des dénominations particulières.

Tel est, en première ligne, le *bassin de Paris*, encaissé sur les trois quarts de son périmètre par les relèvements de la craie, dont l'ellipse, coupée par la Manche, va se fermer en Angleterre autour du bassin de Londres. La région septentrionale de ce bassin ne présente que des dépôts tertiaires de peu d'épaisseur, sillonnés par de nombreuses vallées d'érosion qui ont atteint et mis en évidence la craie sous-jacente. Le centre et la région méridionale, qui s'étend jusqu'à la Loire, sont couverts de dépôts puissants et variés. Cet ensemble tertiaire, dont la fertilité contrastait autrefois avec l'état négligé des pays crétacés, était désigné sous la dénomination de l'*Ile-de-France;* il a été en effet le berceau de son développement et le centre de son histoire. Il joint la Loire par la *Beauce*. Au delà de la Loire, les dépôts changent de nature et deviennent marécageux, ils constituent la *Sologne* et la *Brenne*.

Les golfes tertiaires qui ont pénétré dans les anfractuosités du plateau central, y forment les contrées privilégiées de la haute et basse *Limagne* en Auvergne; des *plaines de la Loire*, de Roanne à Digoin et de Feurs à Montbrison, dont les conditions de fertilité se reproduisent dans le petit bassin du *Puy en Velay*.

Dans le bassin du Rhône, la *Bresse*, la *Dombes* et le *Bugey* mettent en évidence les conditions tantôt fertiles et d'autres fois très-difficiles des régions tertiaires.

Le bassin qui se développe en amont de Bordeaux, jusque dans les régions supérieures du bassin de la Garonne, montre aussi les terrains tertiaires, avec des propriétés variables, suivant les conditions du relief et de la composition. Dans les régions de l'*Armagnac*, de l'*Agénois*, du *Médoc*, ces conditions sont des plus favorables, tandis que la région des *Landes* est au contraire l'expression des plus défavorables.

Il en est de même des alluvions récentes : leurs conditions variables sont exprimées, suivant la nature des dépôts, par les régions les plus fertiles et par les plus abandonnées. Les petits lambeaux tertiaires et alluviens qui entourent Marseille, Fréjus, Nice, sont de véritables oasis; tandis que les plaines caillouteuses de la *Crau* et les lagunes limoneuses de la *Camargue* montrent les alluvions sous l'aspect de contrées désertes.

Relief et formes du sol.

Le relief et les formes du sol donnent à chaque contrée un caractère prononcé, celui qui reste le mieux fixé dans le souvenir, parce qu'il a déterminé l'impression à la fois la plus vive et la plus précise. Les profils de l'horizon, les altitudes, les crêtes de partage et leurs déclivités attirent l'attention dès que l'on approche d'une région montagneuse, et longtemps avant d'avoir pu y pénétrer on en a remarqué les points culminants et les traits les plus accusés.

Ce ne sont pas seulement les lignes et les contours des masses les plus saillantes qui attirent l'attention du géologue. La nature

des roches constituantes se révèle presque toujours par leurs formes et leurs colorations. Ainsi les cimes granitiques sont généralement massives; suivant la nature plus ou moins résistante des granites, leurs formes sont arrondies ou brisées à angles vifs. Les roches schisteuses sont au contraire redressées ou contournées en feuillets; les cimes, découpées en aiguilles, annoncent leur nature divisée et peu stable. Les crêtes et les montagnes calcaires ont aussi leurs formes spéciales : ce sont des massifs ou des plateaux ondulés, dont les escarpements, taillés par de larges fractures, montrent les stratifications redressées, ployées ou brisées; d'autres fois les calcaires, n'ayant pas eu l'élasticité nécessaire pour se prêter à ces mouvements, ont été tellement brisés et concassés, que leurs masses incohérentes ne présentent que des éboulements et des surfaces fragmentaires.

L'origine des principaux reliefs du sol est partout indiquée par les mouvements et les fractures des terrains stratifiés, chaque roche, suivant sa nature malléable ou cassante, massive ou schisteuse, ayant subi des accidents d'un dessin particulier et présentant par conséquent des apparences spéciales.

Des colorations diverses résultent d'ailleurs de la nature minéralogique des roches. Les granites rosés ou rougeâtres, les serpentines d'un vert sombre, les mélaphyres et les balsaltes noirs, les masses volcaniques noires ou rouges manifestent leurs colorations sur les escarpements et les déchirures que la végétation n'a pu recouvrir.

Les colorations des roches stratifiées se joignent à leur structure pour en désigner la nature minéralogique. On distingue de loin, parmi les roches schisteuses, celles qui sont chargées d'oxyde de fer rouge ou jaunâtre, ainsi que les schistes ardoisiers gris ou violacés, les schistes carburés noirs. Les calcaires gris ou noirâtres des Alpes et des Pyrénées se distinguent facilement des roches schisteuses de transition. Les calcaires blancs-jaunâtres du Jura et de la Provence ont des apparences tellement spéciales, qu'ils s'isolent et se détachent en quelque sorte de toutes les autres roches.

Ainsi le géologue qui parcourt des régions accidentées observe une multitude de faits et d'indications qui lui permettent d'analyser les formes, la structure et la composition des masses minérales, qui lui signalent les caractères particuliers de la *contrée géologique* dans laquelle il a pénétré.

Les cimes culminantes des accidents du sol attirent tous les observateurs qui désirent les atteindre pour jouir des vues panoramiques les plus étendues. Pour le géologue, ce sont presque toujours des points d'un intérêt tout spécial : points de soulèvement ou d'éruption, autour desquels les terrains stratifiés, relevés sous des angles plus ou moins grands, présentent leurs tranches brisées, et des zones d'affleurements imbriquées se dégageant successivement les unes de dessous les autres, de telle sorte qu'en montant directement vers les crêtes culminantes, on traverse par le chemin le plus court toute la série des terrains relevés sur les pentes.

L'étude du relief, de la composition et de la structure des terrains prime en quelque sorte toutes les autres. Cette étude a d'ailleurs été préparée pour toute la surface de la France par les cartes géographiques. Les cartes de l'état-major, lorsqu'on en examine méthodiquement les tracés et les ombres, indiquent bien les reliefs du sol ; on trouvera en outre, dans les nombreux guides qui ont été publiés, des cartes et des vues panoramiques d'une grande utilité lorsqu'on parcourt une contrée accidentée.

Un massif montagneux doit tout d'abord être dessiné, comme profil et comme disposition stratigraphique. Les coupes géologiques expliqueront les soulèvements et les affaissements qui se sont produits dans l'écorce terrestre et qui ont déterminé les reliefs du sol ; reliefs modelés et amenés à l'état actuel par les actions érosives postérieures à ces mouvements.

Les coupes expliquent aussi des phénomènes dont on ne se rend pas compte au premier abord : les mouvements horizontaux qui se sont nécessairement produits toutes les fois que des masses

sous-jacentes, solides ou pâteuses, soulevées à travers l'écorce superficielle, ont dû se faire place à la surface.

Les trouées et intercalations des terrains éruptifs ou soulevés à travers ceux qui formaient la surface, ont évidemment déterminé des déplacements latéraux, qui ont comprimé les terrains stratifiés de manière à réduire les surfaces qu'ils couvraient de leurs couches horizontales. C'est pourquoi dans les Alpes et les Pyrénées on trouve les couches ainsi refoulées sur elles-mêmes, redressées et plissées sur des étendues considérables.

Les terrains houillers, qui sont les mieux connus et dont les coupes ne peuvent présenter aucun doute, expriment l'influence de ces mouvements de compression. Prenons, par exemple, une des couches inférieures du bassin de Charleroi, à la hauteur de Châtelineau ; elle est ployée huit fois sur elle-même et n'occupe dans le bassin qu'une largeur de 5 000 mètres. Mais si nous redressons cette couche fortement ployée et dont le fond de bateau doit être à 1 000 mètres environ de profondeur, tandis que les deux extrémités affleurent sur les lisières nord et sud du bassin ; si nous la plaçons horizontalement dans la position où elle a dû nécessairement être formée, nous trouvons qu'elle devait couvrir une largeur de plus de 7 000 mètres : il a donc fallu que les deux lisières subissent un mouvement de compression et de transport horizontal d'environ 2 000 mètres.

Ce mouvement de compression s'est manifesté sur toute la direction de la zone houillère depuis Liége jusqu'à Béthune, et cependant le massif de transition par lequel cette longue vallée houillère se trouvait encaissée, n'est pas une région dans laquelle se soient introduites de grandes trouées éruptives. Que seront donc les mouvements déterminés par des soulèvements tels que celui du massif du mont Blanc ou celui du massif du Pelvoux dans les Hautes-Alpes, lorsque des masses de 15 et 20 kilomètres de largeur, traversant l'épaisseur des terrains stratifiés, ont dû refouler autour d'elles tous ces terrains en leur imprimant de chaque côté des translations de 10 kilomètres?

Ces translations horizontales expliquent les dispositions ployées

et souvent verticales, sur des étendues considérables, de toutes les stratifications de la surface, jusqu'à de grandes distances des points de soulèvement.

Les coupes nombreuses faites dans nos contrées montagneuses expriment ces phénomènes, qui ont énergiquement affecté la série des terrains secondaires et tertiaires ; le tracé de ces coupes est un résumé des observations géologiques qui ont été faites.

Les lignes de faîte et les thalwegs.

Les points culminants des Alpes, des Pyrénées, du plateau central, des Vosges ou de la Bretagne, ne sont que des accidents locaux ; ce sont les saillies les plus prononcées des lignes de faîte qui encaissent les bassins hydrographiques.

Le relief du sol est en réalité composé d'un réseau de lignes saillantes, droites ou courbes, formant des crêtes de partage, de chaque côté desquelles les eaux pluviales coulent sur deux versants opposés, c'est-à-dire dans deux bassins hydrographiques différents.

Lorsqu'on examine la carte d'une contrée que l'on va parcourir, on y cherche de suite les crêtes les plus saillantes, la disposition des vallées et des cours d'eau.

Une fois sur le terrain, ce sont encore les crêtes culminantes, les versants et les thalwegs que l'œil interroge ; on s'enquiert du régime des eaux courantes, car on ne peut étudier les phénomènes d'érosion, d'alluvion et de dépôts stratifiés des époques passées, sans étudier dabord les conditions de pente et d'encaissement des thalwegs et les phénomènes de l'époque actuelle.

Les conditions hydrographiques sont d'ailleurs d'un tel intérêt pour l'étude d'une contrée, que le géologue est forcément amené à les considérer comme le point de départ de ses excursions et la base de ses observations. Le plus souvent, par exemple, on se propose de remonter telle vallée jusqu'à la source la plus élevée des eaux courantes ; puis de gravir tel point culminant de la crête de partage.

La surface de la France comprend les quatre bassins hydrographiques principaux : de la Seine, de la Loire, de la Garonne et du Rhône. Les bassins subordonnés de la Marne, de l'Oise, de la Mayenne, de la Sarthe, du Cher, de la Dordogne, de l'Adour, de l'Ariége, de l'Hérault, de l'Aude, de la Saône, de l'Allier, etc., présentent aussi des conditions intéressantes par le volume de leurs eaux, leurs versants et crêtes de partage. Tous ces bassins n'ont pas besoin d'être définis ; les cartes en indiquent mieux que toute description les contours, les surfaces et les détails.

Les divers bassins hydrographiques sont l'objet d'études incessantes, sous le rapport de la navigation, des irrigations et des inondations et ces études ne peuvent être complètes qu'à la condition d'y introduire les considérations géologiques sur la composition et la structure des terrains qui constituent les cimes, les versants et les thalwegs.

La plupart des cartes géographiques ne sont que des cartes hydrographiques; les cours d'eau y sont en général les seules lignes représentées, les positions des villes et villages étant déterminées par rapport à leur tracé. Ce tracé des cours d'eau, lorsqu'il a été fait avec soin, c'est-à-dire lorsqu'il représente non-seulement les artères principales, mais le réseau complet de leurs ramifications, exprime les traits caractéristiques des reliefs du sol. C'est en effet le tracé de tous les *thalwegs* que présente ce relief; celui des *lignes de faîte* qui séparent les thalwegs, en dérive si naturellement, qu'il est facile d'en distinguer les lignes sur les cartes où tous les cours d'eau sont marqués.

Pour compléter ces cartes, il ne reste qu'à indiquer la valeur des pentes, ce qui devrait se faire par des courbes de niveau, plus ou moins espacées verticalement, suivant l'échelle adoptée, le rapprochement plus ou moins grand de ces courbes indiquant la valeur des pentes.

On pourrait obtenir par ce procédé une carte de France qui représenterait de la manière la plus expressive le relief du sol et ses conditions hydrographiques ; mais il nécessite une échelle

trop grande; on préfère en général indiquer les reliefs du sol par des lignes suivant les grandes pentes, lignes normales aux courbes, et qui, plus ou moins rapprochées, suivant la valeur des pentes, déterminent des ombres plus ou moins prononcées.

Le régime des thalwegs, ou lignes d'eau, est nettement précisé par les cartes, mais celui du relief des lignes de faîte l'est très-imparfaitement ; on est dans l'usage d'exprimer l'importance de leur altitude par des *cotes* placées sur les points les plus intéressants, tels que les points *maximum* ou *culminants*, et les points *minimum* ou *cols*.

Le régime d'une ligne de faîte, assez nettement défini par les régions montagneuses, est toujours indécis dans les régions peu accidentées ; alors on peut avoir recours à certaines observations qui donnent à l'étude des cartes un intérêt tout spécial. Ces observations sont dues à MM. Dupuis de Torcy et Brisson, qui en ont fait usage pour déterminer les tracés de la canalisation de la France.

Des cours d'eau, divergeant d'un point central et rayonnant dans toutes les directions, marquent toujours un point maximum d'altitude. Les groupes culminants du plateau central, le Cantal, le mont Dor et le Mezenc, sont ainsi accusés par un rayonnement des cours d'eau.

Les chaînes de montagnes déversent leurs eaux par des vallées perpendiculaires à l'axe, dans le bassin hydrographique qu'elles encaissent ; en général, cette direction perpendiculaire s'oblique progressivement, suivant la direction du cours d'eau principal qui marque le thalweg du bassin principal.

C'est ainsi que les cours d'eau qui sortent des Alpes françaises formant les réseaux de l'Isère, de la Drôme et de la Durance, se rapprochent progressivement de la direction générale du Rhône, en s'infléchissant autour des contre-forts complexes qui les encaissent.

Les eaux pyrénéennes se jettent à l'ouest dans l'Océan, à l'est dans la Méditerranée. Les deux cours d'eau les plus importants, la Garonne et l'Aude, après avoir suivi tous deux une direction perpendiculaire à l'axe des Pyrénées, se séparent par deux coudes

brusques et en sens inverse, pour se diriger vers les deux mers. Les cours d'eau affluents qui descendent de l'axe des Pyrénées, s'infléchissent suivant les directions indiquées par l'Aude et la Garonne.

L'examen des crêtes et lignes de faîte qui encaissent les cours d'eau de ces contrées montagneuses, révèle une loi remarquable : c'est que ces lignes de faîte, malgré les ondulations et les dentelures qu'elles présentent, suivent une pente générale dans le même sens que celle des thalwegs.

Le plan de la contrée s'abaisse en effet dans le sens ainsi marqué, et les crêtes obéissent ainsi que les thalwegs à ce mouvement d'ensemble. Aussi toutes les fois qu'un cours d'eau qui suit ce mouvement, subit une inflexion prononcée, c'est qu'il rencontre un relèvement inverse, c'est-à-dire un massif montagneux qui présente des crêtes et des thalwegs en sens opposé. Il n'est pas d'exemple plus frappant que les coudes précités de la Garonne et de l'Aude qui s'infléchissent devant un cap protubérant détaché du massif central.

De ces observations M. Brisson a déduit quelques règles utiles pour déterminer approximativement et par la seule étude des cartes hydrographiques les positions probables des cols, c'est-à-dire des points *minimum* de l'altitude des lignes de faîte.

Ainsi, lorsque deux rivières coulent dans le même sens, les deux thalwegs, après avoir suivi la même direction, finissent en général par s'écarter et subissent des coudes plus ou moins prononcés ; la ligne qui joint deux coudes en sens inverse, doit couper la ligne de faîte vers un point *minimum*. En joignant, par exemple, les coudes en sens opposé de la Garonne et de l'Aude, la ligne tracée suit celle du canal du Midi et marque l'altitude minimum de la ligne de faîte, c'est-à-dire le *col*, vers Castelnaudary, où il se trouve indiqué par la vallée de l'Alzonne.

Cette prévision résulte de la concordance précitée entre les pentes des thalwegs et les lignes de faîte. La ligne de faîte qui se détache des Pyrénées doit en effet suivre la pente commune de la Garonne et de l'Aude, tant que leurs thalwegs marchent paral-

lèlement ; mais leur divergence indique un relèvement et le col doit nécessairement se trouver à la rencontre des deux pentes inverses.

Le même principe a été appliqué pour déterminer les points minimum de la ligne de faîte qui sépare la Loire de la Seine, ligne si peu accusée, que l'œil ne peut en saisir les dépressions.

Les deux fleuves décrivent en effet deux courbes qui rapprochent leurs thalwegs et signalent ainsi une dépression générale du faîte qui les sépare. La courbe de la Loire se rapproche tellement du bassin de la Seine, vers Briare et Orléans, que les altitudes minimum doivent être là. Du côté de la Seine, le point de Briare est désigné par l'inflexion prononcée que l'Yonne décrit à Joigny; la courbe encore plus accusée de la Seine à Moret rapproche les deux thalwegs de manière à indiquer le tracé obligé des canaux du Loing et d'Orléans.

Lorsque deux cours d'eau parallèles coulent en sens inverse, la ligne de faîte qui les sépare semble encore plus affectée par ces courbes et ces rapprochements.

La Loire prend sa source dans le groupe volcanique du Mezenc et en sort pour prendre au Rioutord sa véritable direction. Les montagnes du Velay, qui forment l'encaissement de la rive droite, dominent de plus loin, et par des pentes moins escarpées, le Rhône coulant en sens inverse de la Loire. Cette ligne de faîte s'abaisse dans les asn de la Loire, mise au delà du Pilat elle est formée par une crête indécise qui doit évidemment présenter des cols vers sa rencontre avec la crête plus saillante qui encaisse la rive droite du Rhône supérieur.

Le point où les deux thalwegs parallèles et en sens inverse se trouvent le plus rapprochés, est aux environs de Givors, et là existe en effet une dépression, marquée sur la ligne de faîte par les deux cours d'eau du Gier et du Janon, le premier coulant vers le Rhône et le second vers la Loire. Le canal de Givors et le chemin de fer de Givors à Saint-Etienne et Andresieux ont utilisé cette dépression.

A Digoin, la Loire s'écarte de la Saône par un coude assez prononcé. De son côté la Saône, qui arrivait obliquement et en sens inverse, s'infléchit à Châlons pour prendre la direction nord-sud de la vallée du Rhône. En joignant les deux coudes, on trouve le tracé du canal du Centre qui traverse à Montchanin une crête de partage très-sensiblement déprimée.

L'établissement de la canalisation avait été l'occasion des études de Brisson sur les lignes de faîte qui séparent les bassins hydrographiques et sur la position des cols et passages : l'établissement des chemins de fer a fait reprendre cette étude. Les mêmes observations ont naturellement conduit aux mêmes résultats.

Nous voyons la dépression de la ligne de faîte qui sépare les bassins de la Seine et de la Saône successivement traversée, à quarante ans de distance, par le canal souterrain de Pouilly et par le tunnel de Blaisy;

Le chemin de fer de Paris à Bordeaux a dû traverser, entre la Seine et la Loire, la dépression précédemment coupée par le canal d'Orléans ;

Le chemin de fer du Midi a traversé la ligne de faîte des bassins de la Garonne et de l'Aude, en suivant le même col franchi par le canal un siècle auparavant.

Nous ne citons ici que des observations faites sur les thalwegs principaux et sur les crêtes de partage qui séparent les grands bassins hydrographiques ; on en trouverait des applications bien plus nombreuses en étudiant les bassins subordonnés et les crêtes de partage du second et du troisième ordre.

Cette étude des thalwegs et des lignes de partage donne un intérêt tout particulier à celle des bassins géologiques. Les crêtes de partage et les thalwegs ont en effet des relations intimes avec la composition géologique du sol, et les études hydrographiques doivent nécessairement tenir compte de cette composition.

Les terrains qui constituent le sol de la France appartiennent aux trois époques géologiques, primaire, secondaire et tertiaire, et couvrent la surface à peu près par tiers.

Les terrains granitiques et de transition de l'époque primaire forment les principaux reliefs ; ce sont les contrées culminantes. On peut distinguer cinq contrées exclusivement composées par ces roches ; ce sont :

Le *plateau central,* vaste région exhaussée de 200 à 400 mètres au-dessus des terrains secondaires et tertiaires qui l'entourent; véritable île géologique composée de granites, gneiss et schistes cristallins métamorphiques, dont les points culminants s'élèvent à 1 000 mètres et au delà. Ce vaste plateau sert de base aux masses volcaniques qui l'ont percé et ont accumulé vers le centre, des dômes et des masses de 1 800 mètres d'altitude. Des anfractuosités de ces masses culminantes rayonnent les principaux cours d'eau du centre : la Loire, l'Allier, la Dordogne, le Lot, le Tarn, l'Ardèche, etc.

Le *massif de la Bretagne et de la Vendée* est moins élevé. Sa surface ondulée présente des crêtes de 200 à 400 mètres d'altitude, se ramifiant vers les pointes découpées du Finistère, vers le cap du Cotentin et les côtes et plateaux de la Vendée. De ce massif s'échappe et se ramifie un réseau complexe de petits cours d'eau, dont les éléments principaux forment la Vilaine, la Sarthe et la Mayenne.

Les axes minéralogiques et culminants des *Pyrénées,* des *Alpes* et des *Vosges* nous représentent les mêmes terrains granitiques et schisteux à des hauteurs considérables et déversant des cours d'eau nombreux vers les contrées subjacentes.

Les massifs granitiques et schisteux qui s'élevaient au-dessus du niveau des mers secondaires se distinguent ainsi par leur altitude, par les vastes surfaces qu'ils occupent et leur aspect d'îles dans lesquelles les dépôts secondaires n'ont pu pénétrer. Ces terrains granitiques et schisteux constituent une enveloppe générale sur le globe terrestre; ils sont la base de l'édifice géologique, base sur laquelle ont été déposés d'abord les terrains secondaires, puis les terrains tertiaires.

L'épaisseur des dépôts stratifiés, appréciable dans quelques-uns de ces massifs, se compte par milliers de mètres, et la loi

générale de leur composition est un caractère de moins en moins cristallin, à mesure qu'on s'élève des roches granitiques de la base aux schistes, grès et calcaires qui terminent la série.

Bassins géologiques et hydrographiques.

En examinant la carte géologique de France, on voit que les dépôts secondaires et tertiaires forment des bassins à peu près concentriques : de telle sorte qu'en traversant par puits ou sondages les terrains tertiaires, on serait certain, sauf quelques exceptions locales vers le périmètre, de rencontrer en profondeur d'abord les terrains secondaires; puis encore plus bas, les terrains schisteux ou granitiques.

La surface de la France présente trois grands bassins de dépôts secondaires et tertiaires. Le bassin septentrional, dont Paris occupe à peu près le centre, traverse la Manche et se ferme en Angleterre. Les dépôts secondaires de ce bassin sont joints par le détroit de Poitiers à ceux du bassin sud-occidental ou de la Gironde ; fraction d'un bassin resté ouvert du côté de l'Océan et qui se poursuit dans ses profondeurs à une distance inconnue. Du côté de l'Est les dépôts secondaires se joignent, par le détroit de Dijon, à ceux du bassin du Jura et du Rhône inférieur qui vont se perdre dans la Méditerranée.

En suivant les lignes littorales de ces bassins géologiques, on ne peut s'empêcher de reconnaître certaines concordances avec les bassins hydrographiques actuels. Il en résulte que les eaux descendant des régions granitiques les plus élevées traversent les affleurements concentriques et successifs des dépôts secondaires et tertiaires ou, dans beaucoup de cas, suivent les contacts relevés des formations successives.

Les dépôts effectués dans ces bassins affectent d'ailleurs les formes en fond de bateau, c'est-à-dire que les pentes de leurs stratifications sont dirigées des affleurements concentriques vers des thalwegs souterrains.

Ces pentes générales de la stratification des dépôts secondaires

et tertiaires, du littoral vers le centre des bassins géologiques, résultent-elles simplement de la disposition naturelle des dépôts sédimentaires effectués sur les fonds de vastes dépressions en forme de bassins? Cette disposition n'a-t-elle pas été accusée plus fortement par les relèvements des bords, soulevés postérieurement aux dépôts sédimentaires?

Cette dernière hypothèse paraît démontrée sur une multitude de points des affleurements concentriques des formations secondaires, soit par des soulèvements partiels, soit par des inclinaisons plus fortes que ne le comportent les conditions ordinaires de la sédimentation sur le fond des mers. Il est probable que les régions telles que le plateau central et le massif de la Bretagne, dont les masses principales sont restées sous forme d'îles en saillie au-dessus des mers secondaires, ont été affectées pendant la série des périodes géologiques par des soulèvements qui en accroissaient progressivement l'altitude et l'étendue. Le plateau central surtout présente une multitude de dykes et de masses porphyriques et volcaniques qui attestent une série presque continue d'éruptions de roches ignées; ces roches ayant percé jusqu'à la surface, tandis que sur d'autres points leur présence souterraine est attestée par des soulèvements partiels, sans qu'elles aient fait éruption au jour.

Les soulèvements successifs ont déterminé des refoulements horizontaux et un ensemble de pressions latérales qui, à plusieurs reprises, ont relevé les affleurements concentriques des formations déposées dans les bassins sédimentaires.

Les eaux courantes de la surface ont fait ressortir ces relèvements des dépôts secondaires, en agissant dans les fractures sur les roches qui présentaient leurs affleurements.

Les actions érosives se sont en effet exercées principalement sur les roches meubles ou argileuses, qui le plus souvent se trouvent à la base des formations; elles y ont creusé les vallées et mis en relief plus prononcé les protubérances formées par les roches les plus résistantes. M. Elie de Beaumont a particulièrement signalé la sextuple circonvallation que forment, autour du

sol tertiaire parisien, les relèvements de la série des formations secondaires dont les affleurements l'entourent d'une manière presque continue. Cette disposition se retrouve, avec des inclinaisons encore plus accusées, autour des dépôts tertiaires de la Gironde et du bas Rhône.

Après s'être rendu compte de la composition des roches qui constituent le sol des bassins hydrographiques, on peut mieux apprécier l'influence que la nature de ces roches peut exercer sur les cours d'eau.

Les eaux qui sillonnent les surfaces de nos bassins hydrographiques passent, soit en les traversant, soit en les contournant, sur les dépôts successifs qui ont comblé les bassins géologiques. Leurs nappes courantes suivent un réseau de thalwegs dont les fonds sont formés par les roches les plus diverses.

La plupart de ces roches sont *perméables*, quelques-unes sont *imperméables*.

La moyenne des eaux versées sur le sol, par les pluies, est, pour l'ensemble de la surface de la France, de 0m,719. Cette lame d'eau ne se répartit pas d'une manière égale; les bassins du versant de l'Océan reçoivent, en moyenne, 0m,699, et ceux du versant de la Méditerranée 0m,801.

Des différences plus prononcées existent suivant l'altitude des contrées; la région des Alpes, par exemple, ainsi que celles qui forment les parties culminantes du plateau central, reçoivent une quantité un peu supérieure à 1 mètre.

Mesurant la surface de nos grands bassins hydrographiques dont l'étendue se trouve assez nettement précisée par les lignes de faîte, on a trouvé :

Bassin de la Seine.....	7 780 000	hectares.
— de la Loire.....	11 670 000	—
— de la Gironde.....	8 180 000	—
— du Rhône.....	9 780 000	—

Appliquant à ces bassins la moyenne générale de la France, soit une lame d'eau annuelle de 0m,719, on obtient approxima-

tivement la quantité des eaux versées annuellement dans chaque bassin hydrographique par les phénomènes atmosphériques.

Ce sont ces eaux qui alimentent nos fleuves. Elles s'écoulent vers la mer par le réseau naturel des thalwegs indiqués par les cartes géographiques, et la navigation trouverait les plus grandes facilités dans les conditions moyennes du chenal de nos grands fleuves, si ces conditions n'étaient altérées par l'irrégularité des pluies.

Cette irrégularité est telle, qu'après cinq ou six mois de sécheresse qui ont réduit le volume des eaux courantes aux plus bas étiages, on a vu tomber en quelques jours le quart ou le cinquième des eaux pluviales de l'année.

Les roches qui reçoivent les eaux pluviales et sur lesquelles s'étendent les eaux stagnantes et courantes peuvent être perméables à plusieurs degrés et déterminer des perturbations considérables dans le régime normal des cours d'eau. On peut distinguer, parmi ces roches perméables, les roches incohérentes, les roches faiblement agrégées et les roches fendues ou fissurées.

Les roches *incohérentes*, telles que les sables et cailloux roulés, peuvent exister dans plusieurs formations; elles constituent principalement les alluvions anciennes ou modernes des grands fleuves. Plus les thalwegs sont inclinés, plus la vitesse des eaux est grande, plus les cailloux roulés qui forment ces alluvions sont volumineux et plus les terrains sont perméables. Le Rhône, dans la partie moyenne de son cours, coule ainsi sur des alluvions tellement perméables, que si l'on y perce un puits dont la profondeur dépasse le niveau des eaux courantes, ces eaux se présentent immédiatement, oscillent suivant les variations du fleuve et sont en quelque sorte inépuisables.

Les eaux courantes, sur un thalweg très-incliné, celles du Gardon par exemple, rencontrent quelquefois des protubérances formées par des sables et cailloux roulés; elles s'y perdent et reparaissent au jour sitôt que le niveau du thalweg s'abaisse, après avoir coulé souterrainement, entre tous les interstices que présentent ces alluvions incohérentes.

Beaucoup de formations renferment des couches de ces sables

et cailloux roulés qui peuvent donner lieu à des phénomènes analogues de courants souterrains.

Les sables les plus fins laissent passer les eaux facilement, lorsqu'ils ne sont pas limoneux ou argileux. Tels sont les sables des grès verts, et les sables mouvants ou *boulants* qui se trouvent dans certaines formations secondaires ou tertiaires.

Les roches *faiblement agrégées* sont souvent perméables, quoique à un moindre degré. Ainsi les grès des Vosges, dans la Moselle, sont des espèces de *grès filtres* qui laissent passer les eaux. Beaucoup de grès dits *mollasses* sont également pénétrés par les eaux, qu'ils abandonnent plus ou moins facilement, suivant que leur tissu est plus ou moins lâche. Ces roches spongieuses peuvent ainsi être traversées par les eaux.

Les roches *fendues* ou *fissurées* sont perméables à des degrés différents, suivant le nombre et l'écartement des fissures qui les sillonnent. Ainsi les calcaires crayeux sont souvent *fendillés* par une multitude de fissures réticulées, qui divisent la roche en polyèdres irréguliers; l'eau peut y circuler aussi facilement que dans les roches les plus perméables. Certains calcaires compactes qui tiennent très-bien l'eau, comme les calcaires jurassiques, sont cependant perméables par les fissures quelquefois larges et béantes qui les parcourent. Beaucoup de grès et de schistes, de tissu non perméable, sont dans le même cas. Il en est de même des laves, et notamment des basaltes, roches à tissu très-serré, mais perméables par le fait des fissures de retrait.

Les roches imperméables sont celles qui sont à la fois massives et de texture imperméable. Les argiles sont sous ce rapport en première ligne, car s'il y existe quelque fissure la roche se renfle au contact de l'eau et ne tarde pas à la boucher. Aussi un mélange d'argile suffit-il pour rendre imperméable une roche qui ne le serait pas. C'est ainsi que le terrain crétacé du Nord présente des alternances de craie fendillée perméable et de craie marneuse qui l'est peu ou point, suivant la proportion de l'argile qu'elle contient.

Beaucoup de roches massives, granitiques ou schisteuses sont

imperméables à l'eau, bien que fissurées, les fissures n'y étant pas continues.

Les eaux pluviales, qui tombent sur toute l'étendue d'une contrée, doivent nécessairement pénétrer les roches perméables; la disposition de ces roches peut, dès lors, donner lieu à des phénomènes hydrostatiques et à une hydrographie souterraine d'un grand intérêt.

Les terrains stratifiés qui couvrent les plus grandes surfaces affectent une disposition générale en fond de bateau. Leurs affleurements concentriques forment des zones d'autant plus larges que les inclinaisons sont moins prononcées. Généralement les bords d'un bassin géologique sont relevés, de telle sorte que les surfaces d'affleurement d'un dépôt ont des altitudes notablement supérieures à celles des surfaces centrales.

Admettons une alternance de dépôts perméables et imperméables ainsi disposés en fond de bateau. Les couches perméables seront pénétrées dans toute leur étendue par les eaux pluviales, stagnantes ou courantes sur leurs affleurements. Si donc vers le centre du bassin on vient à foncer un puits ou forer un sondage, dès que le puits ou le sondage auront traversé les couches imperméables et pénétré dans les couches perméables, les eaux qui s'y sont infiltrées dans des contrées plus élevées, reprendront leur niveau et jailliront à la surface.

Les eaux ascendantes de fond, que rencontre quelquefois le mineur, lorsqu'il fonce un puits, et dont il cherche à se préserver par tous les moyens possibles, que l'on recherche au contraire pour la création des puits artésiens, représentent un véritable siphon. Une branche de ce siphon est courte et verticale, c'est le puits ou forage; tandis que l'autre branche, longue et peu inclinée, est représentée par la couche perméable, depuis le point où elle a été recoupée par le forage jusqu'à la région supérieure de ses affleurements.

Citons un exemple : les puits artésiens de Grenelle, de Passy et de la gare d'Ivry ont trouvé des eaux jaillissantes dans les

sables verts qui existent à la base de la formation crétacée ; les forages, c'est-à-dire les branches verticales du siphon, ont environ 560 à 700 mètres de profondeur. Les sables verts qui contiennent ces eaux affleurent en Champagne, sur les plateaux des environs de Troyes; la longueur de cette branche du siphon est de 160 kilomètres et son inclinaison moyenne de $0^m,003$ par mètre. Les affleurements qui reçoivent les infiltrations dominent les niveaux d'altitude des puits artésiens d'environ 80 mètres.

Dans le nord de la France et la Belgique, la formation crétacée supérieure est composée d'alternances de craie blanche fendillée, très-perméable ; de craie marneuse jaunâtre et de marnes bleuâtres qui sont à peu près imperméables. Un banc d'argile imperméable, dit *dièves*, se trouve à la base de ces alternances et recouvre des sables, grès ou cailloux roulés, dits *tourtias*, roches le plus souvent perméables. Cette composition d'un sol dont l'altitude est faible et qui est dominé par des affleurements relevés, est éminemment apte à la circulation des niveaux d'eaux dites *eaux artésiennes*. Les mineurs traversent ces niveaux souvent à grand'peine et les masquent par des cuvelages, tandis qu'au contraire l'agriculture et l'industrie y cherchent, avec la sonde, des eaux jaillissantes.

La force ascensionnelle des eaux jaillissantes s'affaiblit en général à mesure que l'on se rapproche de la mer, ces eaux trouvant des issues sur le flanc des falaises ou même au fond de la mer.

Certains puits artésiens du littoral (Abbeville), dont les eaux trouvent un débouché dans la mer, subissent l'influence des marées ; les eaux jaillissent plus haut et sont plus abondantes pendant la haute mer ; elles subissent au contraire une décroissance à mesure que son niveau baisse. A Noyelles, les eaux arrivent au niveau du sol à marée haute et baissent de 2 à 3 mètres à marée basse ; on les reçoit à marée haute dans des bassins, un clapet empêchant leur sortie dès que le niveau s'abaisse.

Ces phénomènes de l'influence des marées sont la meilleure démonstration de la sensibilité hydrostatique de ces cours d'eau souterrains.

Le fait hydrostatique des eaux artésiennes se produit dans le bassin de Paris, à plusieurs niveaux des dépôts tertiaires et crétacés ; il se retrouve dans les bassins de la Gironde, du bas Rhône et dans le plus grand nombre des bassins tertiaires ou secondaires ; c'est un fait général, qui donne l'explication du jaillissement des sources innombrables qui existent dans toutes les contrées.

Les sources sont dues en effet à la reprise de niveau des eaux qui se sont infiltrées dans des terrains perméables supérieurs ; ce sont des puits artésiens naturels.

Cette origine des sources est en quelque sorte démontrée par l'examen de la composition et de la disposition des terrains qui les dominent. Les petites sources peuvent souvent présenter des incertitudes, mais pour les sources principales le phénomène tracé en grand est toujours nettement exprimé.

Dans le centre et le midi de la France, les calcaires jurassiques et néocomiens couvrent des surfaces considérables. Ces calcaires compactes, mais très-fendillés et fissurés, forment des masses perméables qui laissent passer les eaux pluviales. Aussi les ravins qui existent sur les surfaces ainsi composées, sont-ils généralement secs ; on n'y voit couler des eaux qu'à la suite de pluies torrentielles et pendant très-peu de temps.

Les eaux pluviales pénètrent donc dans ces calcaires, descendant à travers les fissures qui les sillonnent, jusqu'à ce qu'elles soient arrêtées par un obstacle imperméable ou qu'elles trouvent une issue à la surface.

Un exemple classique est celui du mont Ventoux au-dessus d'Avignon. C'est une montagne conique complétement isolée, qui s'élève à une altitude de 1 912 mètres ; sa base elliptique ayant environ 25 000 mètres de l'est à l'ouest et 7 500 du nord au sud. Ce cône surbaissé, formé de calcaire néocomien fissuré et per-

méable, couvre 15000 hectares ; les eaux pluviales en pénètrent la masse et sortent vers la base, sur les points où la composition moins perméable et fissurée des roches vient arrêter les eaux. Le premier de ces points est le ruisseau de Malaucène, à 385 mètres d'altitude, qui peut immédiatement à son apparition au jour, fournir les forces motrices à plusieurs usines. Ce point est situé à l'ouest, vers l'extrémité du grand axe ; du côté du sud, à l'extrémité du petit axe, se trouvent des sources moins importantes, mais formant une série dont le débit total dépasse celui de Malaucène.

La Sorgue, qui sort du pied d'un escarpement des mêmes calcaires, au lieu dit *la Fontaine de Vaucluse*, est un exemple encore plus frappant. Vers la base de cet escarpement se trouvent des assises marneuses imperméables qui, sur une étendue considérable, recueillent les eaux des calcaires superposés. C'est un thalweg géologique qui débite à l'étiage 12 mètres cubes par seconde.

Tous les ingénieurs qui ont écrit sur l'hydrographie souterraine, notamment MM. Bouvier, Belgrand et Vallès, ont détaillé ces exemples de l'infiltration des eaux pluviales à travers les calcaires fissurés, néocomiens et jurassiques. Les sources du Bourg-Saint-Andéol, de la Fontaine de Nîmes, celle de Lympia au port de Nice, sont des exemples de cette circulation souterraine des eaux et de l'influence que peut avoir leur sortie au jour pour attirer et fixer les populations.

La disposition des terrains et des fissures ouvre souvent des issues à la circulation de ces eaux, au fond même de la mer. M. de Villeneuve cite sur le littoral de la corniche méditerranéenne une série de sources sous-marines : la source de Cannes surgit d'une profondeur de 162 mètres ; celle du cap Saint-Martin, entre Monaco et Menton, surgit du fond de la mer à une profondeur de 700 mètres ; celle de San Remo est à 190 mètres. Il évalue à 19 mètres cubes par seconde le débit des sources sous-marines connues, entre Nice et Gênes.

Depuis longtemps on connaissait dans cette région les belles sources sous-marines de Port-Union, près de Cassis, et de la

Spezzia, sises à de moindres profondeurs, et dont les bouillonnements sont appréciables sur la surface de la mer.

Ces nombreuses sources résultent évidemment de fissures disposées en forme de siphons. Les branches contenues dans les masses continentales, devant nécessairement être plus élevées que les branches sous-marines, on pourrait rechercher par des galeries les fissures qui reçoivent les eaux supérieures et donner aux eaux un écoulement à la surface du sol. Les sources sous-marines reproduisent avec la condition particulière de la superposition d'une lame d'eau sur le débouché, le phénomène de la plus grande partie des sources de la surface.

Dans certains cas, les fissures qui servent de canaux souterrains, s'élargissent de manière à former de grandes cavernes et se ramifient en réseaux complexes; des dispositions particulières peuvent, dans ce cas, donner aux sources le caractère intermittent.

La source de Frais-Puits, près Vesoul, est un exemple de ce genre de circulation. C'est une fissure ouverte dans les calcaires jurassiques, dont le débouché, au jour, est comblé par des cailloux calcaires. A peine cette fissure, située au pied d'un escarpement, est-elle recouverte d'une faible lame d'eau pendant la période de temps secs; lorsque viennent de grandes pluies, son débit reste faible jusqu'à ce qu'une limite soit dépassée, après laquelle les eaux débordent rapidement avec une telle abondance, que la contrée environnante est subitement inondée.

C'est par des phénomènes de circulation d'eaux souterraines que l'on peut expliquer les formes ramifiées des cavernes qui, sur tant de points, existent dans les calcaires jurassiques ; ce sont des fissures agrandies par les courants d'eau qui y ont autrefois circulé. Des mouvements du sol ont mis fin à cette fonction, en brisant et déplaçant les siphons dont ces cavernes faisaient autrefois partie ; mais sur toutes leurs parois, les eaux ont laissé les témoignages de leur passage et de leurs érosions.

Sur certains terrains, les eaux courantes, à la surface, rencontrent des massifs fissurés et perméables dans lesquels ils dispa-

raissent et qu'ils traversent, de manière à reparaître en aval avec tout leur débit.

Dans cet ordre d'observations, l'abbé Paramelle cite la Louysse, dans le département du Lot. Un thalweg prononcé, ouvert dans les calcaires, donne naissance à un ruisseau qui, à Themines, s'engouffre et disparaît dans les calcaires fissurés. Pendant 25 kilomètres, ces eaux et celles qui sont reçues sur ce parcours coulent souterrainement. Elles reparaissent subitement en donnant naissance à une véritable rivière, qui est la Louysse.

Les trois étages oolithiques, dans le centre et le midi de la France, sont principalement composés de roches calcaires fendillées et très-perméables. Dans la plupart des vallées qui sillonnent leurs plateaux calcaires, on ne remarque, dit M. Belgrand, aucun ruisseau, aucun ravin ; les cultures s'étendent jusqu'au fond. Quelquefois il y existe un ruisseau, produit d'une source abondante, mais qui décroît à mesure que son cours s'allonge, et finit presque toujours par disparaître.

Les observations de M. Belgrand ont été confirmées par M. Vallès, dans son ouvrage sur les inondations, pour les parties jurassiques des départements du Lot et de l'Aveyron.

Depuis la ligne qui, passant par Saint-Céré, Figeac, la Madeleine et le cours de la Diége, marque sur le terrain l'origine des calcaires jurassiques, jusqu'au méridien de Cahors et au-dessous, cette vaste étendue, qui, dit M. Vallès, ne comprend pas moins de 2 000 kilomètres carrés, est à peu près dépourvue de cours d'eau. Des vallées de 30 à 40 kilomètres de longueur y sont privées d'eau courante ; la pluie disparaît dans le sous-sol.

Dans la région du Lot, tous les ruisseaux du canton de Lacapelle-Marival, qui coulent sur les thalwegs imperméables formés par les terrains schisteux et granitiques, se perdent : dès qu'ils arrivent sur les terrains jurassiques ; ils ne reparaissent que dans la vallée du Lot, vallée que les terrains argileux sous-jacents rendent imperméable.

Après avoir étudié avec un soin minutieux dans toute cette contrée le régime hydrographique en partie visible et en partie

souterrain, l'abbé Paramelle arrive à conclure que le volume de chaque source est généralement proportionné à l'étendue de son bassin, et que, pouvant déterminer le périmètre de chaque bassin et en mesurer la surface, on peut connaître approximativement le volume de la source qu'il produit.

Cette conclusion est remarquable parce qu'elle a été obtenue après l'étude des sources les plus anormales en apparence, et par un homme qui procédait à cette étude sans connaître les travaux de ses devanciers.

On peut appliquer le même principe à toutes les sources grandes ou petites ; à tous les cours d'eau, superficiels ou souterrains : le débit est proportionnel à l'étendue du bassin de réception des eaux pluviales qui en sont le seul aliment.

Comme exemple constaté dans une autre contrée, citons la Touvre, affluent de la Charente, qui apparaît subitement au-dessus de Ruelle, sous forme d'une source puissante. C'est une source qui résulte de phénomènes analogues : plusieurs petits cours d'eau se perdent à 8 ou 10 kilomètres en amont, dans une contrée parsemée de fissures et de trous dits *gouffres* et *fosses ;* leurs eaux reparaissent à Ruelle, rassemblées et augmentées des pluies qui tombent sur les surfaces perméables.

La fréquente perméabilité du sol et l'existence des cours d'eau souterrains, sont souvent mises en évidence lorsqu'un thalweg principal éprouve une perturbation considérable, telle qu'un coude subit ou le croisement par un autre thalweg.

Le coude déjà cité de la Loire depuis Nevers jusqu'à Blois, est un exemple frappant de ces perturbations. Après avoir coulé avec l'Allier, suivant une direction générale nord-sud, elle se dirige du côté de l'ouest vers Nantes et Saint-Nazaire. Ce coude, en courbe très-développée, s'appuie depuis Sancerre sur les masses crétacées de la Sologne, bientôt recouvertes d'une faible épaisseur de terrain tertiaire. Une partie des eaux s'infiltre dans les craies fendillées, et prenant le chemin le plus direct, c'est-à-dire la corde de l'arc décrit par le thalweg de Sancerre à Orléans,

reparaît au jour à Olivet, en formant le Loiret, une des plus belles sources de la France. C'est un canal de dérivation dont la course souterraine est jalonnée sur beaucoup de points par des éboulements en forme d'entonnoirs ou *fondis*. Les eaux, chargées d'une minime quantité d'acide carbonique, dissolvent, en effet, un peu de calcaire, les craies fendillées sont distendues, et lorsque la somme des vides est devenue telle que les roches souterraines ne peuvent plus soutenir celles de la surface, des éboulements se produisent subitement.

Lorsque deux thalwegs se croisent et déterminent le confluent de deux rivières, la crête de partage qui les sépare vient tomber à zéro, vers le point de jonction. Après avoir suivi sur une ligne plus ou moins longue en amont une pente générale vers ce point, la dernière chute de cette ligne de faîte présente d'ordinaire des escarpements qui coupent et mettent à découvert les roches constituantes.

Il arrive souvent que les roches stratifiées suivent une allure analogue, c'est-à-dire une pente générale vers le confluent; les tranches coupées par les escarpements peuvent dès lors présenter des alternances perméables et imperméables, et donner issue à des sources importantes. Telle est la disposition précitée de la source de Vaucluse, vers le confluent de la Durance et du Rhône. Telle est également celle de la source de Thoury-la-Férotte, sortant du massif qui sépare vers leur confluent les thalwegs de la Seine et de l'Yonne. Ce qui, au point de vue des cours d'eau souterrains et de leur apparition sous forme de sources, conduit à poser un principe qui peut s'exprimer ainsi : Toutes les fois que, par une disposition du relief du sol, les alternances des terrains stratifiés formant un thalweg géologique se trouveront tranchées par des escarpements, les couches perméables mises à découvert déverseront leurs eaux.

Le pays de Bray est une démonstration de ce principe. Un soulèvement qui a relevé les terrains crétacés a mis à découvert à la base des escarpements les sables du grès vert ; les eaux qui pénètrent ces sables sont déversées sur les deux pentes de la

crête, sous forme de sources volumineuses qui donnent naissance à une série de cours d'eau dont les principaux sont l'Andelle, l'Arque et l'Epte.

Les thalwegs géologiques doivent nécessairement se trouver tranchés par les dépressions minimum que présente l'écorce du globe, c'est-à-dire par les bassins des mers ; de telle sorte que le fond des mers, dans beaucoup de cas, reçoit directement en profondeur des sources considérables.

Cette conclusion ressort de la disposition même des bassins géologiques. Ainsi le grand bassin secondaire et tertiaire de la France, dont les relèvements méridionaux s'appuient sur les massifs de transition du plateau central, tandis que ses relèvements septentrionaux s'appuient sur les massifs de transition des Grampians, en Angleterre, se trouve coupé par la Manche. L'affaissement de cette partie du bassin est démontré par les falaises crétacées qui le bordent, et les escarpements tranchés de ces falaises débitent sur une multitude de points des eaux qui tombent en cascatelles dans la mer. Entre les caps Blanc-Nez et Gris-Nez on peut constater l'existence d'un grand nombre de ces sources. Sur d'autres points les sources ne sont découvertes qu'à mer basse (Etretat), et il faut même creuser le sable pour mettre à découvert leurs bouillonnements ascensionnels.

D'après la topographie du sol, d'après les observations faites à la surface sur les relations des sources avec les couches perméables et les thalwegs géologiques, le fond de la Manche doit recevoir une grande masse d'eaux souterraines.

Il en est de même pour le bassin de la Gironde, dont les strates secondaires et tertiaires sont coupées par la mer, suivant le plus grand axe. Il en est de même pour le bassin du bas Rhône et le littoral méditerranéen, où nous avons déjà cité de nombreux exemples de sources ascendantes du fond de la mer.

La conclusion de toutes ces observations [illegible] que les bassins hydrographiques ne présentent pas [illegible] l'eaux courantes toutes celles qu'ils reçoivent ; qu [illegible] ces

eaux circule dans les roches qui les constituent, ou se rend directement à la mer par des voies souterraines.

L'étude d'un régime hydrographique souterrain et invisible se lie ainsi à celle du régime hydrographique visible à la surface.

De tout ce qui précède il ressort que la constitution géologique et physique d'une contrée détermine les conditions probables du régime des eaux souterraines et que l'examen de la carte géologique permet d'apprécier ces conditions.

Ainsi, que l'on considère en masse les terrains sédimentaires : les roches schisteuses anciennes, jusques et y compris le trias, ne sont point ou sont peu perméables. Au contraire, les terrains jurassiques crétacés et tertiaires, considérés dans leur ensemble, présentent les conditions générales de perméabilité, c'est-à-dire contiennent mal les eaux sur leur surface et leur ouvrent de nombreuses voies de dérivation, par des couches perméables ou par des fissures.

M. Belgrand a signalé les différences considérables qui existent en général entre le volume des eaux reçues par un bassin hydrographique et le volume des eaux courantes. L'évaporation soustrait sans doute un certain volume des eaux pluviales ; la pénétration dans les terres et la végétation agissent dans le même sens que l'évaporation ; mais les causes les plus actives sont les dérivations souterraines qui conduisent directement les eaux pluviales dans le fond des mers.

Ainsi sur le bassin de la Seine, celui de nos bassins hydrographiques qui présente les conditions les plus perméables, il tombe annuellement 16 milliards de mètres cubes d'eau. En tenant compte, d'une part, des eaux qui arrivent directement à la mer par le thalweg de la Seine, et d'autre part des évaporations produites sur les surfaces mouillées par les cours d'eau, soit sur les surfaces générales après les pluies, soit de l'absorption par les végétaux, M. Belgrand arrive à conclure que les soustractions par dérivations souterraines doivent être au moins de moitié, c'est-à-dire d'environ 8 milliards de mètres cubes.

Comparons le thalweg de la Loire à celui de la Seine. La Loire n'aborde les terrains perméables qu'à Sancerre, toute la région d'amont est composée de terrains qui retiennent bien les eaux. Les roches perméables que rencontrent la Loire et l'Allier sont d'ailleurs disposées de telle sorte qu'elles restituent dans le même thalweg les eaux qu'elles ont pu soustraire. Entre Nevers et Angers, la Loire coule, il est vrai, sur des terrains secondaires perméables; mais, le bassin secondaire étant fermé en aval d'Angers par le sol schisteux imperméable, les eaux soustraites ont dû être restituées au même thalweg. Une partie de ces restitutions est visible, notamment par les thalwegs affluents du Loiret, du Beuvron, de la Sauldre et du Cher.

La Loire sera donc un fleuve bien plus torrentiel que la Seine, et les inondations y seront bien plus dangereuses. A l'appui de ces conclusions, MM. Belgrand et Vallès ont tracé la comparaison du régime des eaux dans les deux thalwegs de la Seine et de la Loire, les 16, 17 et 18 octobre 1846, époque à laquelle des pluies torrentielles, tombant simultanément sur les parties les plus élevées des deux bassins hydrographiques, y déterminèrent de grandes inondations.

Les quantités d'eau tombées dans le bassin supérieur de la Seine, en quatre jours, du 15 au 18 octobre, s'élevèrent à une hauteur totale de $0^m,1935$.

Celles qui tombèrent dans la partie supérieure du bassin de la Loire, du 16 au 18, furent évaluées à $0^m,1530$. La hauteur d'eau fut donc sensiblement moindre.

Les effets produits, disent MM. Belgrand et Vallès, furent bien différents dans les deux bassins.

Dans le bassin de la Seine, les inondations furent partielles ; les ruisseaux à versants granitiques ou liasiques ont éprouvé une forte crue, mais les versants oolithiques, même ceux des marnes oxfordiennes, n'ont presque rien donné, sauf sur les points où il existe des sources. En somme, les dégâts ont été de peu d'importance.

Dans le bassin de la Loire, la masse des eaux fut, au con-

traire, versée et retenue dans tout le développement du thalweg, et l'évaluation des pertes résultant de l'inondation a été portée, dans un rapport officiel, à 40 millions.

Ainsi, dans le bassin de la Seine, les dérivations souterraines ont suffi pour neutraliser l'inondation des hautes régions. Tandis que dans le val de Loire, une masse d'eau relativement moindre a déterminé une inondation désastreuse.

Cette comparaison établit d'une manière précise l'influence des terrains perméables sur le volume des cours d'eau. M. Vallès, après une série de recherches pour comparer les conditions de perméabilité de plusieurs bassins, les a exprimées par le tableau ci-joint, qui, indique les quantités d'eau tombées annuellement, l'écoulement superficiel, pour quelques-uns de nos fleuves, l'écoulement caché par les terrains perméables et en y joignant les quantités soustraites par l'évaporation.

BASSINS.	HAUTEUR DES TRANCHES REPRÉSENTANT		
	LA PLUIE annuelle.	L'ÉCOULEMENT par les fleuves.	L'ABSORPTION par les terres.
	mèt.	mèt.	mèt.
Seine.	0,612	0,177	0,435
Garonne.	0,773	0,401	0,372
Saône.	0,850	0,438	0,416
Rhône.	0,922	0,580	0,342

De la quantité citée comme soustraite aux courants d'eau par l'absorption des terres, il faut déduire une hauteur de $0^m,175$ que M. Vallès établit comme la moyenne enlevée soit par l'évaporation des surfaces mouillées et des surfaces des terres, soit par la végétation.

Il ressort avec évidence des détails sur lesquels M. Vallès appuie cette évaluation, que les variations que peut subir cette moyenne, en passant d'une vallée à une autre, ne sauraient avoir qu'une assez faible importance : d'où résulteraient les chiffres

suivants, qui expriment le total des dérivations souterraines par infiltrations dans les roches.

BASSINS.	LAMES D'EAU REPRÉSENTANT		
	LA PLUIE annuelle.	LES DÉRIVATIONS souterraines.	LA SOMME des eaux courantes ou évaporées.
	mèt.	mèt.	mèt.
Seine.	0,612	0,260	0,352
Garonne.	0,773	0,197	0,576
Saône.	0,850	0,241	0,613
Rhône.	0,922	0,177	0,755

Les pertes par dérivations souterraines s'élèvent par conséquent : à plus de 40 pour 100 dans le bassin de la Seine ; à 26 pour 100 dans celui de la Garonne, et dépassent encore 20 pour 100 dans le bassin du Rhône. Pour le bassin de la Loire, ces pertes sont nulles et le volume du fleuve ne subit que celles qui résultent de l'évaporation et de la végétation.

Ainsi le simple écoulement des eaux pluviales sur les thalwegs et les versants des vallées de tout ordre, donne lieu à une multitude d'observations qui intéressent à la fois le régime des cours d'eau, l'agriculture et la géologie. Sur ces thalwegs et à la base des versants qui les encaissent, se trouvent les dépôts entraînés, surtout en temps de crues, par les actions d'érosion et de transport, ceux que l'on appelle les *alluvions actuelles*.

Ces alluvions sont elles-mêmes superposées à des *alluvions anciennes*, plus puissantes, qui indiquent que les mêmes thalwegs ont été parcourus à des époques antérieures par des volumes d'eau plus considérables, ayant atteint des niveaux plus élevés, transporté des cailloux et des blocs de plus gros échantillon.

Les grandes vallées.

Les vallées principales, telles que celles du Rhône, de la Loire, de la Garonne, de la Seine et de leurs affluents principaux, ne

constituent pas des contrées géologiques ; elles traversent au contraire des contrées très-différentes ; mais ces vallées sont suivies par les routes et les chemins de fer, de telle sorte qu'en les parcourant soit en remonte, soit en descente, on passe en revue une série plus ou moins complète de formations successives. Ce qui intéresse particulièrement lorsqu'on les parcourt, c'est l'interprétation des causes qui ont déterminé les directions souvent très-diverses du thalweg.

Sous ce rapport, la vallée du Rhône peut être citée comme résumant les diverses questions qui peuvent se présenter.

Le *Rhône* sort du lac de Genève en se dirigeant vers le pied de la chaîne du Jura, qu'il atteint au-dessous de Collonge ; de là il suit une série de défilés et de pertuis étroits, entre les derniers versants du Jura et les pentes inverses des contre-forts alpins ; ceux de l'Écluse et de la Perte-du-Rhône, près de Bellegarde, ont une certaine célébrité. Ces défilés sont encaissés par les escarpements calcaires des terrains néocomiens et jurassiques. En aval du canal de Savières, au pied des montagnes dont les versants encaissent le lac du Bourget, notamment à Pierre-Châtel, ces murailles calcaires, formées par les épontes d'une faille, présentent l'aspect le plus imposant.

Près de Cordon, le Rhône, après avoir reçu le Guier, est pleinement navigable : son cours s'est ralenti sur des terrains tertiaires et alluviens. Plus bas, il se précipite de nouveau dans les escarpements d'une faille jurassique, prouvant par sa direction anormale que le cours du fleuve était en quelque sorte commandé par les anfractuosités préexistantes du sol.

Cette traversée du Rhône jusqu'à Lagnieu est la base d'un plateau jurassique triangulaire dont le sommet se trouve au delà de Crémieu, qu'une faille a détaché du massif principal. En entrant dans cette faille, le fleuve rencontre des pentes excessives que ses actions érosives n'ont pu uniformiser, d'où résultent des rapides qui font obstacle à la navigation. Le Saut du Rhône est le rapide le plus violent de tout le parcours du fleuve de Seyssel à Arles ; les eaux y bouillonnent et sont tellement pesantes, qu'à la remonte

les bateaux à vapeur eux-mêmes sont obligés de s'y faire aider par un équipage de quarante chevaux. Le Rhône traverse la succession des étages oolithiques jusqu'à Lagnieu où se terminent les falaises jurassiques; les rives changent alors de caractère, elles sont entaillées jusqu'à Lyon dans les plaines diluviennes qui séparent la Bresse du Bugey.

Au-dessous de Lyon, le fleuve après sa jonction avec la Saône, va se heurter contre le plateau central, qui l'oblige à prendre la direction nord-sud.

De Lyon à Valence, le Rhône suit les gneiss et les granites; sa rive droite, bordée d'abord par les amphithéâtres des contre-forts du Pilat, s'abaisse progressivement; les granites de l'Ardèche l'accompagnent jusqu'à Valence, où la montagne de Crussol marque sa rentrée dans les calcaires jurassiques et néocomiens qui forment les deux rives jusqu'à Tarascon et Beaucaire.

Les montagnes formées par ces calcaires sur la rive gauche annoncent le voisinage des Alpes, par leur altitude et l'ampleur de leurs formes. Dès les approches d'Orange et jusqu'au-dessous d'Avignon, l'attention se concentre sur le mont Ventoux, qui s'élève à plus de 1 900 mètres et domine toute la vallée. C'est l'expression la plus remarquable de la puissance que les calcaires néocomiens prennent dans le Midi.

Le Rhône possède au plus haut degré les éléments qui peuvent attirer l'attention des voyageurs. De Lyon à Avignon, ses rives présentent tous les caractères qui établissent la transition entre les aspects si différents du Nord et du Midi. En quittant Lyon, on voit se succéder les coteaux où sont étagés les châteaux et leurs terrasses avec des alignements de grands arbres, et plus d'un point pourrait être choisi pour y laisser stationner les touristes; Givors, avec ses vastes usines qui indiquent le voisinage de Saint-Etienne, offrirait aux industriels une escale importante; puis les riches vignobles étagés sur les coteaux couronnés par le Pilat offrent jusqu'en aval de Vienne un amphithéâtre splendide. A Valence le paysage est transformé, les escarpements arides de Crussol annoncent une région montagneuse et pitto-

resque, tandis que la plaine développe déjà toutes les richesses des contrées méridionales. La Voulte, le Bourg-Saint-Andéol, le Pont Saint-Esprit sont, ainsi que Montélimart, des stations intéressantes. Signalons surtout les monts Coyrons, qui descendent jusqu'à la rive droite en indiquant leur nature volcanique par les rochers de Rochemaure. Les vieux châteaux du Rhin ne sauraient être comparés, sous le rapport pittoresque, à ceux qui y couronnent les cimes des hauteurs rapprochées du fleuve. Les ruines de Donzère, Mornas, Mont-Dragon, Rochemaure, etc., rappellent l'époque où les populations occupaient les roches élevées et escarpées. Ces vieux châteaux sont aujourd'hui déserts; tous les habitants, riches ou pauvres, sont descendus dans la vallée.

Le mont Ventoux signale la source et la fontaine de Vaucluse; puis enfin Avignon, qui possède tant d'attractions, de paysages splendides, de souvenirs et de monuments historiques. Cette partie de la ligne du Rhône, si magnifiquement ornée, résume toutes les beautés que peuvent présenter les rivages d'un fleuve.

Au-dessous d'Arles, le Rhône entre dans la région des dépôts dont l'histoire géologique est plus complexe qu'il ne semble au premier abord. Un dépôt caillouteux, dans lequel dominent de gros galets de la région des Alpes, a d'abord couvert l'emplacement du delta et forme encore la surface de la Crau. Ce sont des alluvions amenées par les eaux de la Durance, à une époque où ces eaux suivaient une voie plus directe vers la mer et débouchaient aux environs de Salon. La plaine caillouteuse qui s'étendait jusque vers Nîmes et Montpellier, a été ensuite couverte par les alluvions modernes du delta; ce sont celles qui constituent la Camargue et qui forment dans la mer les saillies et les cordons littoraux. Cette contrée plane, couverte de marais et de lagunes, dont la l'uniformité monotone est à peine variée par quelques ondulations, a aussi son caractère et sa poésie. C'est presque le désert et ses vastes horizons, succédant à la magnifique vallée si hardiment encaissée, que l'on a suivie de Lyon jusqu'à Beaucaire.

Les grands cours d'eau qui, comme le Rhône, prennent leur source dans les régions montagneuses et se développent succes-

sivement en traversant des contrées géologiques différentes, fournissent ainsi, par la variété des escarpements qui les encaissent et par les accidents qui ont déterminé leurs directions, un sujet d'étude tout spécial.

La *Loire* prend naissance dans les terrains granitiques du Velay; sa source se trouve en quelque sorte signalée par un cône phonolithique, auquel sa structure grossièrement prismatique et sa forme arrondie ont fait donner le nom de *Gerbier-de-joncs*. De ce point élevé, elle coule de l'est à l'ouest dans la vallée de Sainte-Eulalie et va se heurter contre un volcan basaltique qui l'oblige à tourner au nord; ce coude est le *Rioutord,* disent les paysans du haut Velay.

La Loire traverse ensuite la vallée tertiaire du Puy, couverte et accidentée par de nombreux volcans basaltiques qu'elle contourne successivement, traverse les défilés de Chamalières, puis ceux du Pertuiset et devient plus tranquille dans les plaines tertiaires de Montbrison. Plus loin, elle doit encore traverser des terrains de transition soulevés et accidentés par les porphyres qui lui barrent le passage. Sortie des gorges escarpées de cette chaîne transversale, elle retrouve à Roanne les terrains tertiaires et devient navigable.

De Decize à Gien, la Loire traverse successivement les zones d'affleurement du lias, des trois étages jurassiques, du grès vert et de la craie, sans trouver de difficultés. Il n'y a plus de défilés à franchir, plus de ces contournements violents et de ces thalwegs ouverts par les fractures, comme dans le haut du pays; les alluvions quaternaires ont en quelque sorte préparé à travers les terrains secondaires un thalweg plat et large, sur lequel le chenal divague en basses eaux.

Au-dessous de Sancerre, ce thalweg atteint la craie et tourne à angle droit par une courbe à grand rayon, déterminée probablement par les fractures et dépressions qui préexistaient. L'existence de ces fractures est d'autant plus probable qu'une partie des eaux du thalweg de la Loire passe dans la craie sous-jacente, évite la

courbe de Sancerre à Orléans et reparaît à Olivet par la source du Loiret. Ainsi qu'il a été dit, ce trajet souterrain est jalonné à la surface par des fondis en entonnoir, produits par l'action dissolvante des eaux sur les craies fissurées qu'elles traversent.

De Gien à Orléans, le thalweg de la Loire, ouvert dans les falhuns tertiaires, est une plaine où les dépôts s'accumulent ; à Blois, il entame la craie tuffau dont les coteaux ondulés font l'ornement de la Touraine et que l'on ne quitte qu'aux approches d'Angers, vers le confluent du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne. D'Angers à Nantes, les terrains de transition ont un caractère plus accidenté et plus sévère, mais le val de Loire y semble encore plus beau et plus fertile. En aval de Nantes commencent les divisions du thalweg et les dépôts de l'estuaire.

Les rives de la Loire ont été décrites et célébrées dans bien des ouvrages; on les verra avec bien plus d'intérêt, en ajoutant aux satisfactions que peuvent donner leurs aspects pittoresques, celles qui résultent de l'examen géologique des contrées si variées qu'elle traverse, depuis le Gerbier-des-Joncs jusqu'à Saint-Nazaire.

Le thalweg de la *Seine* prend réellement sa source dans le Morvan, par l'Yonne, qui aurait dû être considérée comme l'artère principale. La partie granitique et porphyrique du haut cours de l'Yonne représente en effet la naissance des eaux de ce bassin à leur plus grande altitude, et quand on étudie les alluvions anciennes de la Seine aux environs de Paris, on y retrouve en galets et blocs les granites culminants.

L'Yonne traverse ensuite les massifs jurassiques, dans lesquels l'Armançon, la Seine, l'Aube et la Marne prennent leur source. On y voit se succéder le calcaire à gryphées, les marnes du lias, les trois étages oolithiques, les sables et grès verts, puis enfin la craie, dont les coteaux élevés dominent à Montereau sa jonction avec la Seine.

La Seine, en aval de Montereau, entre dans le bassin tertiaire de Paris, traverse à Fontainebleau les sables et grès marins supérieurs, entame ensuite les calcaires siliceux, puis les calcaires gros-

siers dont les plateaux sont dominés par les buttes gypseuses couronnées de sables. Ses méandres prennent au-dessous de Paris des développements considérables entre les coteaux et les buttes miocènes de Triel et Meulan et les calcaires inférieurs. A Vernon, elle entame la craie soulevée par des failles, et son thalweg, repoussé tantôt dans un sens, tantôt dans un autre, par des falaises plus exhaussées, décrit les courbes les plus prononcées jusqu'à l'estuaire en partie comblé par des dépôts vaseux.

En voyant se succéder de Montereau à Rouen des roches si diverses dont les conditions générales sont favorables à l'agriculture, des plateaux de faible altitude dominés par des coteaux si riches et si bien ornés par la végétation la plus variée, en voyant ces eaux tranquilles, ces vallées pittoresques et ombragées, on comprend pourquoi cette contrée s'appelle l'*Ile-de-France* et pourquoi la capitale s'est développée au centre.

La *Garonne* prend sa source dans le cirque d'Aran, à l'est du Nethou, pic le plus élevé des Pyrénées, par conséquent son premier bassin de réception est ouvert dans les terrains cristallins qui forment l'axe de la chaîne. Les torrents qui se réunissent dans ce bassin supérieur donnent naissance au fleuve, qui se précipite vers le nord par des pentes rapides, en suivant une direction générale à peu près perpendiculaire à l'axe de la chaîne.

La Garonne, successivement accrue par des affluents multiples, traverse d'abord la zone culminante, puis la série des formations relevées sur le versant de la chaîne. On voit ainsi se succéder les schistes cristallins, les terrains siluriens, dévoniens, jurassiques, néocomiens et les premiers dépôts tertiaires.

Arrivée sur les dépôts miocènes restés à peu près horizontaux, elle rencontre l'arête soulevée qui, partant du plateau central, sépare son bassin hydrographique de celui de l'Aude et détermine sa direction vers l'ouest.

En sortant des hautes vallées profondément encaissées, la Garonne entraîne les débris de toutes les roches de ce vaste bassin de réception. On y trouve les granites, les roches quartzeuses, les

schistes maclifères, les marbres, les calcaires, les roches éruptives qui sur ce parcours se montrent en dykes ou filons. Tous ces débris, broyés en cailloux roulés et graviers, se déposent à la sortie des montagnes, en formant un large thalweg d'alluvions jusqu'au confluent du Tarn, où les eaux, abondantes et épurées, constituent le fleuve réellement navigable.

De ce point à Bordeaux, la Garonne coule paisiblement dans la large vallée que les courants diluviens lui ont préparée ; les coteaux de l'Agénois, du Bordelais et du Médoc qui dominent cette vallée, présentent les trois formations tertiaires étagées les unes au-dessus des autres ; ils accompagnent le fleuve jusque près de l'extrémité du magnifique estuaire par lequel il se termine.

Lorsqu'on vient à comparer les splendides plaines et plateaux tertiaires de l'Agénois, qui bordent la Garonne, aux versants montagneux qui l'encaissent dans la région pyrénéenne depuis le val d'Aran jusqu'à Saint-Gaudens, on comprend que ce contraste doit renfermer toute l'histoire géologique des terrains, depuis les plus anciens jusqu'aux modernes, et que l'étude des phénomènes qui ont creusé cette vallée doit être du plus grand intérêt.

Chaque vallée affluente présentera une partie de cet historique : suivant qu'elle sera creusée dans les roches éruptives, dans les terrains de transition, secondaires ou tertiaires, les versants de ces vallées indiqueront par la structure et la composition de leurs escarpements les mouvements qui ont accidenté le sol.

Action des eaux sur la surface du sol.

Les versants et les thalwegs de nos bassins hydrographiques sont exposés à des actions érosives d'autant plus sensibles que les pentes sont plus grandes ; que les roches, par leur nature ou par leur structure, sont plus faciles à désagréger ; que l'altitude et le relief de la contrée la disposent à recevoir des pluies plus considérables. Dans certains pays de montagnes, toutes ces conditions se trouvent réunies ; les nuages, arrêtés par le relief du sol,

peuvent s'accumuler et déverser en quelques jours, dans un bassin de réception, des quantités d'eau s'élevant au quart ou à la moitié de la totalité des eaux qui tombent en moyenne dans une année sur l'ensemble de la contrée. Non-seulement ces grandes masses d'eau inondent les vallées, mais elles exercent sur leur parcours des actions érosives, des transports et des dépôts qui modifient la forme et la composition des surfaces.

Dans les pays les plus élevés et les plus accidentés, les surfaces des versants et le fond des vallées sont façonnés par les eaux, dont l'action est d'autant plus énergique que l'altitude et les pentes sont plus considérables. Ces régions élevées sont celles des grandes érosions; elles ont déversé autour d'elles des alluvions immenses pendant les périodes tertiaires et quaternaires, et sont encore aujourd'hui les points de départ des galets, des sables, graviers et limons que les eaux transportent dans les régions inférieures.

Lors des premiers temps qui ont succédé aux soulèvements, les érosions ont été d'autant plus énergiques, que les thalwegs, plus irréguliers, devaient souvent donner lieu à des écroulements et à des accumulations qui barraient les eaux; d'où résultaient ensuite des ruptures de digues ouvrant subitement issue à de grandes masses d'eau. Les formes des montagnes, bien plus abruptes qu'elles ne le sont aujourd'hui, devaient déterminer ainsi, sur le parcours des eaux, une série de cataclysmes violents.

Aujourd'hui, les hautes déclivités étant adoucies par une longue action, les masses écroulées ayant pris partout leurs talus d'éboulement, ces cataclysmes ont cessé, mais nous pouvons constater encore une action sensible des eaux depuis les crêtes de partage jusqu'à l'embouchure des fleuves.

Les blocs et les galets entraînés des hautes régions sont d'abord déposés sur les seuils et les méplats que présentent les hauts thalwegs; la majeure partie des sables va se déposer plus ou moins loin, dans les régions inférieures.

Chaque inondation détermine des érosions et des transports

nouveaux et la masse des eaux, faisant un triage dans les alluvions des hautes régions, transporte dans les régions moyennes des sables et des cailloux roulés.

Ces longs transports sur le fond des cours d'eau déterminent un travail incessant de broyage, de telle sorte qu'à mesure qu'on descend les pentes d'un thalweg la grosseur des éléments déposés sur les fonds diminue avec le chiffre des pentes ; on arrive ainsi aux estuaires et aux deltas des embouchures encombrés par les sables les plus fins et par les limons argileux, tandis que les parties les plus ténues et les plus aptes à rester en suspension dans les eaux vont se stratifier au fond des mers.

Ce mécanisme est tellement connu, qu'il n'y a pas lieu d'insister sur ses effets. Deux de nos grands bassins hydrographiques s'en trouvent principalement affectés : la Loire, dont le thalweg moyen et inférieur est ensablé annuellement par des dépôts dont la moyenne est évaluée à plus de 500 000 mètres cubes ; le Rhône, dont le thalweg est envahi et exhaussé sur les seuils formés par les plaines de Miribel, de Viviers, etc., et dont le delta, inégalement encombré par des sables fins et des limons, forme une contrée de lagunes insalubres.

Dans un long thalweg, partant des hautes régions et aboutissant à la mer, les grandes altitudes sont donc incessamment ravinées ; les seuils des parties moyennes envahis par des graviers et des cailloux ; les plaines basses de l'embouchure couvertes de sables fins et de limons ; le fond de la mer lui-même, exhaussé par des atterrissements qui tendent à y créer des hauts-fonds et à pousser en avant les cordons littoraux.

Les modifications superficielles qui résultent de cette action des eaux courantes ont une grande influence sur les régions parcourues. Examinons d'abord le régime des eaux dans les régions d'altitudes maximum.

Lorsqu'on fait un remblai de chemin de fer d'une assez grande hauteur, avec des terres meubles auxquelles on laisse prendre le talus d'éboulement de 20 à 30 degrés, suivant la nature de ces

terres, ces talus étant bien dressés et battus, mais non encore protégés par des plantations ou des gazonnements, une forte pluie qui survient y trouve toujours certains points où les terres sont délitables et plus faciles à se désagréger. Ces points sont entamés par les eaux ; elles y déterminent une rigole d'abord mince, qui s'agrandit rapidement au sommet, par cela même que c'est le point faible où la rigole a pris naissance. Sous l'influence des mêmes actions répétées, le petit bassin de réception s'agrandit toujours et ses débris, entraînés dans la rigole, vont former au bas du talus une agglomération conique dont la largeur et la saillie sont en proportion des détritus emportés.

Tel est l'historique des torrents. Une simple fissure est formée sur les hauts versants d'une montagne, soit sous l'influence d'une dénudation par le déboisement, soit par suite d'un abat d'eau extraordinaire sur ce point ; cette fissure devient un bassin de réception qui va toujours s'élargissant ; les pierres, entraînées par les eaux, creusent un canal d'écoulement et vont former par leur entassement une accumulation conique appliquée sur les derniers talus du versant. Pour peu que les roches du bassin de réception soient d'une désagrégation facile, par leur nature argileuse ou par une structure schisteuse et exfoliée, lors d'un grand abat d'eau ce n'est plus un torrent qui coule, c'est une avalanche de pierres qui s'écroule, descend avec rapidité dans la vallée transversale, et qui l'encombre après avoir tout brisé et renversé sur son passage.

Le massif de l'Oisans et du Pelvoux, depuis la vallée de la Romanche jusqu'aux vallées de la Durance et de l'Ubaye, constitue une contrée dans laquelle de larges thalwegs, élevés de 700 à 1 200 mètres, sont dominés par des masses dont l'altitude atteint 3 000 et 4 000 mètres. Ces masses, composées de roches granitiques, jurassiques et crétacées, encaissent des vallées hautes et étroites, dont les parois abruptes présentent souvent les roches dans les positions les plus défavorables à la stabilité ; de là résultent des versants rapides, sillonnés par des torrents nombreux dont les violences désolent la contrée.

MM. Surell et Cezanne ont publié, sur ces torrents des hautes Alpes, une étude qui en explique les causes et les effets et qui met en évidence leur action progressive.

Le monde est bien vieux, dit-on, et cependant les causes qui ravinent les versants en y creusant des torrents, qui déversent dans les vallées cultivées des graviers, des cailloux et des blocs, détruisant ainsi les cultures, les routes et les habitations, ces causes se développent encore sur beaucoup de points. Il existe des torrents éteints ou affaiblis; il en existe d'anciens dans toute l'intensité de leur action; il en est de nouveaux que l'on se souvient d'avoir vus naître et qui se développent de plus en plus en étendue et en violence.

D'après les observations de MM. Surell et Cezanne, trois causes déterminent les torrents : « Une cause géologique résultant de la nature même et de la stucture du terrain; une cause topographique résultant de ses formes; une cause météorologique résultant des actions atmosphériques. »

De ces trois causes, une surtout est indispensable pour la formation d'un torrent : la composition géologique du sol. C'est la nature délitable des terrains jurassiques et crétacés qui est la cause la plus apparente de presque tous les torrents de nos hautes Alpes. Mais pour qu'il se forme un torrent là où il n'en existait pas encore, il faut l'intervention des deux autres causes; il faut que la forme topographique du terrain ait constitué, vers la crête de la montagne, un *bassin de réception* assez vaste pour qu'une masse d'eau considérable puisse s'y concentrer et se rassembler; il faut enfin qu'un jour donné un orage ou une trombe d'eau concentre son action sur ce point.

Une fois que le torrent a été, en quelque sorte, ébauché par une première action, il s'agrandira chaque année : au printemps, sous l'influence de la fonte des neiges; à l'automne, sous celle des orages. Le bassin de réception étendra et approfondira ses dénudations, creusera son canal d'écoulement et rejettera des masses toujours croissantes de graviers, cailloux et blocs qui,

sous forme d'*avalanches de pierres*, développent et exhaussent le *cône de déjections*.

Le torrent naissant étant passé à l'état actif, tous les ans la contrée inférieure s'effondre et s'appauvrit. C'est une plaie dont on voit s'étendre les ravages et qui affecte spécialement les Hautes-Alpes, une partie des Basses-Alpes et de l'Isère. Chaque année des espaces considérables sont ainsi dévastés, et bien que tout le monde ait signalé depuis plus de cent ans l'influence désastreuse du déboisement, chaque année ce déboisement est poursuivi par une population ignorante. Il faut lire les navrantes descriptions des ravages causés par les torrents, il faut les avoir vus pour comprendre l'indignation que l'on éprouve contre les incuries qui les aggravent.

Tel torrent est arrivé au maximum de ses dévastations, les pentes sont affaiblies par l'écroulement de tout ce qui pouvait s'écrouler, il perd peu à peu son action et finit par s'éteindre. Il existe en effet, dit M. Surell, nombre de torrents éteints et inactifs. Ces torrents d'autrefois se reconnaissent aux cônes de déjections qu'ils ont formés et qui couvrent le fond des vallées. Les vallées de la Romanche, de la Guisanne et de la Durance en contiennent de nombreux exemples, et M. Surell cite notamment celui de Savines, entre Gap et Embrun. Le bourg est bâti sur un cône de déjections dont la base a plus de 1 500 mètres, et dont toute la surface est aujourd'hui cultivée. Les tranchées d'une route l'ont entaillé sur plus de 70 mètres de hauteur et le montrent composé d'un poudingue cimenté par une boue calcaire. Dans le fond, et sur les pentes les plus élevées du Morgon on aperçoit le bassin de réception actuellement couvert par une forêt de sapins. Cette extinction du torrent, d'ailleurs très-ancienne, est cependant postérieure à l'habitation de la vallée par l'homme, car on a trouvé dans les poudingues et à de grandes profondeurs des pierres cuites et taillées, des restes de bois carbonisés et divers outils attestant sa présence.

La plaie des torrents n'affecte pas tous les versants des Hautes-

Alpes. La région composée de granites et de gneiss, bien qu'elle soit plus élevée et plus abrupte, ne subit pas les mêmes dévastations. Mais dès que l'on voit les versants à pentes rapides, composés de ces alternances multipliées de couches argilo-calcaires où l'on ne trouverait pas de bancs assez solides pour servir de pierres de construction, on voit aussitôt apparaître les torrents et leurs dévastations.

Le fait est frappant dans la vallée du Bourg-d'Oisans. En amont du Bourg, le terrain solide, composé de gneiss et de granites, présente les pentes les plus escarpées et en même temps les plus stables dans leurs formes. En aval, jusqu'au tournant d'Allemont, les alternances argilo-calcaires se délitent et s'écroulent par grandes cassures conchoïdales, leurs débris coulent dans la vallée et y forment des cônes de déjections qui atteignent le lit de la Romanche.

Dans les grandes vallées de l'Isère et de l'Arc, les mêmes contrastes se présentent. Ainsi au-dessus de Saint-Jean de Maurienne, dans la vallée dite *des Encombres*, le chemin de fer n'a pas encore pu se mettre à l'abri des avalanches de pierres qui, à l'époque des orages, envahissent la vallée de l'Arc. Malgré les travaux préventifs, ce chemin, qui passe en tunnel dans le cône de déjections, est coupé presque tous les ans.

Rien n'est triste comme cette vallée des Encombres, on y voit disparaître des champs entiers sous les pierres et les blocs écroulés d'un immense bassin de réception où les roches sont à découvert. Dès que les eaux y tombent avec abondance, toutes ces roches se mettent en mouvement et descendent vers la vallée transversale. C'est que ce bassin de réception est taillé dans les stratifications redressées et peu cohérentes du trias et du lias, tandis que dans les vallées taillées dans les granites et les gneiss talqueux, sur une échelle encore plus vaste, au-dessous du mont Blanc, par exemple, sauf quelques couloirs d'avalanches connus de temps immémorial, les écroulements des hautes régions n'arrivent pas jusque dans le fond de la vallée.

Contre le fléau des torrents et des cônes de déjections, l'homme

ne peut opposer qu'un seul moyen de résistance, le reboisement des montagnes. Chaque défrichement a été en quelque sorte un attentat contre l'utilité publique ; chaque espace reboisé sera une réparation et une atténuation du mal existant.

Dans la région des Alpes, les cours d'eau, d'après M. Surell, peuvent être répartis en quatre classes qui, à partir des crêtes et des sommités, sont caractérisées de la manière suivante :

1° Les *ruisseaux à cascades*, qui coulent en général dans des bassins resserrés ; les actions érosives y sont à la fois limitées par le volume des eaux et la solidité des parois ; leur parcours est simplement la descente d'un versant ;

2° Les *torrents*, qui comprennent toujours quelque large bassin taillé dans la montagne. Leur cours est également limité à la descente d'un versant, mais le volume de leurs eaux peut être considérable en un temps très-court, soit par une fonte subite de neige, soit par une trombe d'eau tombée en temps d'orage. La pente de leur canal d'écoulement est en moyenne de $0^m,06$ par mètre, elle n'est jamais moindre de $0^m,02$. Leurs érosions et leurs déjections sont à la fois en raison de l'étendue de leur bassin de réception et du peu de résistance des parois.

3° Les *rivières torrentielles*, qui forment des affluents plus ou moins prolongés des rivières et parcourent des vallées resserrées. Leurs pentes rapides se divisent en pentes de un à quelques centimètres et en cascades. Ces rivières divaguent peu, parce qu'elles sont en général encaissées assez solidement et leurs fonds suffisamment larges. Les types sont, dans les Hautes-Alpes, le Guil, la Romanche, la Gironde, la Clarée, la Vence, etc.

4° Les *rivières*, qui ont pour trait caractéristique de divaguer sur un lit plat et très-large. Ces divagations nécessitent en général des endiguements pour en fixer le thalweg. Le Buech, le Drac, l'Ubaye, la Durance offrent de nombreux exemples de ces divagations. La pente générale de ces rivières n'excède pas $0^m,01$.

Les hautes régions sont celles des contrées pittoresques, re-

cherchées des géologues et des touristes ; mais les conditions les plus favorables pour la richesse d'un pays sont en réalité celles d'une faible altitude et d'un sol peu accidenté. Avec les grandes pentes et les déclivités violentes, disparaissent les perturbations que nous venons de détailler. Le sol est stable ; s'il est de nature peu fertile, il peut être amélioré ; les cours d'eau ralentis et volumineux deviennent des moyens d'irrigation.

Nous trouverons un exemple de ce contraste dans le bassin de la Seine, depuis les crêtes de la Bourgogne jusqu'à la mer.

L'action des eaux, dans les hautes régions de l'Yonne, de l'Armançon, de la Seine, de l'Aube et de la Marne, ne présente aucun rapport avec celles que nous venons de signaler dans la région des Alpes. Il n'y a là aucun torrent réel, et les actions érosives se bornent à charrier des galets et des cailloux de petites dimensions, qui d'ailleurs ne dépassent guère la zone de l'oolithe moyenne. L'Yonne a pu, sans inconvénient, être barrée et canalisée à partir de la Roche et d'Auxerre, et ses inondations ne transportent que des sables et des limons.

L'inclinaison des thalwegs, qui détermine l'écoulement des eaux, n'est pas assez rapide pour entraver la navigation des rivières ; dès que le volume des eaux est suffisant pour qu'elles portent bateau, chacune de ces rivières devient un moyen de transport facile et économique. Les débordements sont rares et peu destructeurs ; le sol des plaines basses, des versants et des plateaux peut être cultivé dans les conditions les plus favorables que permettent le climat et la composition géologique.

Cependant, malgré la lenteur de son cours et le peu d'érosions exercées sur ses rives et sur ses fonds, la Seine transporte des quantités considérables de limons dans son estuaire. Chacune de ses crues entraîne une partie de ces limons dans la mer ; il s'y produit une action très-notable et des effets de remblais que l'on peut constater sur les rives.

Ces effets sont bien plus sensibles pour un fleuve rapide et volumineux tel que le Rhône. L'estuaire n'existe plus, il est ensablé et constitue le delta marécageux de la Camargue. L'envahisse-

ment des sables et des limons vers la mer est tellement prononcé, que la saillie du littoral à l'embouchure actuelle dépasse 4 kilomètres. On a calculé que le Rhône déversait annuellement dans la mer plusieurs millions de mètres cubes de sables et de limons que les courants entraînent, et qui vont se stratifier sur les fonds environnants.

Le fait de la translation des sables et des cailloux roulés sur les fonds d'une rivière rapide est difficile à observer. Ces effets sont cependant visibles après les grandes crues, qui souvent ont modifié le chenal navigable ou même l'ont changé de place, mais les détails échappent à la vue. M. Daubrée a pu constater, par des observations nombreuses dans les thalwegs des Vosges, que l'usure se fait avec rapidité tant qu'elle peut s'attaquer à des contours anguleux, mais décroît à mesure que les arêtes s'émoussent davantage. Pour les 25 premiers kilomètres parcourus, des fragments anguleux de granite ont perdu 4/10 de leur poids, tandis que, pour le même parcours, des fragments complétement arrondis n'ont perdu que 1/100 à 1/400, c'est-à-dire 4/1000 à 1/1000 par kilomètre.

Le produit principal de l'action mutuelle des fragments frottant les uns sur les autres n'est pas du sable, mais un limon très-plastique, parsemé de petites lamelles de mica. Les sables grossiers ne pouvant résulter de la trituration des granites et des roches quartzeuses, il faut chercher leur origine dans les glaciers où les fragments sont écrasés par la pression.

Le décroissement des galets, de la source à l'embouchure d'une rivière, n'est pas dû seulement à l'usure. Une lunette plongée de 2 mètres dans le Rhin a permis à M. Daubrée d'étudier les mouvements de translation. On voyait de temps en temps du sable et de petits galets entraînés parcourir un trajet de plusieurs décimètres, puis un gros galet ainsi déchaussé s'ébranlait à son tour; mais, franchissant seulement quelques centimètres, il se trouvait ainsi en retard sur ceux qui l'avaient devancé. Un tel triage, constamment répété, doit finir nécessairement par produire

le classement des galets par ordre de grosseur, tel qu'on l'observe dans toutes les vallées.

Ces observations permettent de se rendre compte du triage qui s'est opéré dans certaines alluvions, celles de la Crau, par exemple, où dominent les gros galets, de même que dans celles des seuils ou méplats des rivières torrentielles. Le triage se poursuivant ainsi qu'il vient d'être indiqué, le volume des galets doit nécessairement diminuer à mesure que les pentes se réduisent, et l'on peut, en descendant une vallée, parcourir des régions de galets décroissants, jusqu'aux sables et aux limons qui se déposent dans les estuaires et les deltas.

La carte géologique nous montre toutes les grandes vallées et la plupart des plaines étendues couvertes par des alluvions modernes ou anciennes. Une étude attentive a permis de classer la série de ces alluvions qui ont commencé dès que les continents ont été émergés avec leurs formes actuelles, avec les montagnes et les vallées telles qu'elles existent, avec les commencements de la faune et de la flore qui caractérisent notre époque.

Ces fonds alluviens, ces plaines nivelées par les mêmes actions présentent des surfaces à peine ondulées qui se ressemblent beaucoup, mais dont les caractères sont en réalité très-variables suivant la nature et la grosseur des éléments charriés et abandonnés par les eaux.

La géologie moderne a remonté l'histoire de la période actuelle, en étudiant les alluvions des fleuves ; les dépôts successivement formés dans nos grandes vallées contiennent, en effet, des traces qui attestent l'existence de l'homme et montrent le développement de son industrie, luttant contre l'instabilité du sol et contre toutes les difficultés des premiers temps.

Les alluvions glaciaires.

Le commencement de l'époque actuelle a subi une longue période de refroidissement que l'on a désignée sous la dénomination de *période glaciaire*, parce que le résultat le plus apparent

a été de donner aux glaciers des régions montagneuses une extension dépassant de beaucoup les limites actuelles.

Ce fait a été constaté par une série d'observations qui ne peuvent plus être contestées :

1° Des traces et stries des glaciers existent à des altitudes bien supérieures à celles qu'ils atteignent aujourd'hui ;

2° Les mêmes traces et stries existent dans les vallées inférieures à des distances qui vont jusqu'au débouché des montagnes ;

3° Des moraines latérales existent dans les vallées par lesquelles pouvaient descendre les glaciers ; des moraines frontales sont étagées sur les versants de ces vallées ;

4° Des blocs erratiques composés de roches culminantes se trouvent dans des positions telles que leur transport ne peut s'expliquer par aucune autre hypothèse.

L'assertion d'un abaissement de température dans la région de l'Europe, pendant une longue période, semblait hasardée alors que tous les fossiles végétaux indiquent que la température tropicale pour toutes les contrées du globe, pendant la période houillère, a dû progressivement décroître pour arriver aux chiffres actuels. Mais les recherches minutieuses sur les premiers âges de la race humaine sont venues à l'appui, en démontrant par exemple que l'âge du renne et de l'ours des cavernes avait existé en France, et que la prédominance de ces animaux concordait avec une température moins élevée.

La découverte de l'époque glaciaire date de loin, et M. Martins, dans son ouvrage intitulé : *Du Spitzberg au Sahara*, en fait remonter l'origine à un observateur bien impartial, un simple guide des Alpes.

Le guide Perraudin, revenant du Saint-Bernard, en 1815, avec M. de Charpentier qui lui expliquait le transport des blocs erratiques par l'action des débâcles successives de lacs étagés dans les vallées, répondit alors : « M'est avis que les glaciers de nos Alpes étaient jadis bien plus étendus qu'ils ne le sont actuellement. Toute notre vallée, jusqu'à une grande hauteur au-dessus de la Dranse, a été remplie par un vaste glacier, jusqu'à Marti-

gny, comme le prouvent les blocs de roche qu'on trouve dans les environs et que l'on n'aurait pu y amener. » M. de Charpentier, frappé de cette objection, étudia la question et produisit, en 1834, l'hypothèse d'une époque glaciaire qui aurait déterminé le développement des glaciers en hauteur et en étendue.

M. Martins a traité cette question et prouvé, par ses observations, que les glaciers du mont Blanc ont pu atteindre Genève sans qu'il soit besoin d'invoquer un grand abaissement de température. Un abaissement de 4 à 5 degrés, dans la température moyenne, tel par exemple qu'il pourrait résulter de la suppression du courant du Golfe, aurait suffi pour abaisser de 750 mètres la limite des neiges et amener les glaciers du mont Blanc dans la plaine suisse.

Depuis, un grand nombre de géologues ont fait, pour toutes les vallées des Alpes, ce que M. Martins a fait pour la vallée de l'Arve ; ils ont suivi les traces des glaciers et indiqué les débris des moraines latérales et frontales, les séries de blocs erratiques empruntés aux sommités; ils ont, dans plusieurs cas, tracé la carte des anciens glaciers pendant la période de leur plus grand développement.

Ainsi les glaciers de nos Alpes suivant la vallée de l'Arve ont été butter contre le Jura; ils ont semé sur ses versants des lignes de blocs de protogine, de gneiss et de calcaire alpin.

C'est une nouvelle série d'observations pour les voyageurs, un nouvel horizon ouvert aux imaginations qui aiment à se reporter aux paysages des anciens temps géologiques; lorsqu'on parcourt les Alpes, on n'est plus découragé par l'impossibilité d'expliquer les transports de blocs erratiques. Mais ces observations ne se bornent pas aux pays de montagnes et aux vallées qui contenaient les glaciers, elles expliquent aussi les alluvions qui en sont sorties.

La période glaciaire peut expliquer en effet les phénomènes que présentent presque toutes les grandes vallées partant des régions montagneuses, notamment l'énorme quantité d'alluvions caillouteuses qui y sont accumulées et les niveaux élevés

qu'atteignent ces alluvions. Ainsi, dans les grandes vallées qui descendent des Alpes et des Pyrénées, on reste confondu en voyant les hautes terrasses formées par les galets et cailloux roulés, qui semblent affecter jusque dans les régions des faibles pentes les situations et les volumes les plus incompatibles avec le régime actuel des eaux.

Les glaciers, dans les proportions modestes de leur étendue actuelle, sont des instruments érosifs bien plus puissants et plus actifs que les torrents, pour des conditions analogues de pente et d'étendue. Le glissement de leurs masses ronge la base des versants, fait écrouler les roches supérieures dont les débris accompagnent sa marche, soit sous forme de moraines, soit sous forme de traînées superficielles qu'il rejettera dans les moraines frontales. Les débris les plus apparents, galets et blocs superficiels, sont peu de chose comparativement à la masse entraînée sous forme de sables ou de limons.

Les eaux torrentielles, qui sortent si blanches des glaciers et conservent cette teinte jusqu'à la mer, sont en effet chargées d'un limon dont la composition, d'après les recherches de M. Daubrée, est celle des granites, et dont les dépôts sont peut-être la base des phyllades. Ces eaux entraînent en outre sur les pentes rapides une quantité de sables concassés, qui, pour les glaciers de l'Aar et leurs affluents (dont la surface est de 10 kilomètres carrés), a été évaluée à 100 mètres cubes par jour. Que l'on suppose la surface de ces glaciers décuplée, ainsi que leur épaisseur, les effets augmenteront plus rapidement encore.

Les glaciers actuels, relégués sur les versants simples des crêtes les plus élevées, n'ont en effet qu'une action restreinte ; mais lorsqu'ils s'étendaient dans les vallées transversales et longitudinales croisées à angles droits, leur action était différente et bien autrement énergique. Chaque année il devait se produire dans les vallées longitudinales des barrages de glace derrière lesquels les eaux s'amoncelaient, puis, les digues étant rompues, les eaux et les glaces se précipitaient en entraînant des torrents de sables, de blocs et de cailloux roulés. C'est ainsi que les

alluvions du Rhône purent atteindre des niveaux très-élevés et former ces terrasses qui nous étonnent aujourd'hui ; c'est ainsi que la Durance, débouchant par le pertuis de Lamanon, put couvrir de ses gros cailloux quartzeux la Crau et toute la surface de la Camargue.

M. de Cézanne, appliquant ces hypothèses de débâcles répétées dans les hautes vallées des Alpes, explique la formation des alluvions de la Bresse, de la Dombes et du Bugey; il nous montre les mêmes actions couvrant de dépôts alluviens toutes les plaines situées au pied de la chaîne des Pyrénées.

Ces alluvions, sorties des hautes vallées, ne peuvent être attribuées à l'action des eaux actuelles, même en leur supposant un volume bien supérieur ; rapportées à ce que l'on avait appelé le *phénomène erratique* avant d'en avoir défini l'origine glaciaire, elles concordent avec tous les faits observés en Europe et rentrent dans la catégorie des faits géologiques qui, dans toutes les régions boréales, ont marqué le commencement de l'époque actuelle.

Roches métamorphiques et minéraux accidentels.

L'exploitation des roches et des mineraux imprime, sous certains rapports, un caractère particulier à chaque contrée. Dans un travail spécial, la *Géologie appliquée*, nous avons développé tout ce qui pouvait servir d'introduction à la recherche des minéraux utiles ; nous nous bornerons à ajouter ici quelques faits et points de vue généraux relativement aux roches.

Lorsque les roches sédimentaires, calcaires, siliceuses, argileuses ou arénacées se présentent dans leurs conditions normales, l'observateur constate sans aucune hésitation leur nature et leur composition; mais dans des cas nombreux, les caractères normaux ont été modifiés par des actions diverses, les unes contemporaines du dépôt, les autres postérieures et attribuées aux influences métamorphiques qui ont accompagné la sortie ou le rapprochement des roches éruptives et les soulèvements qui en ont été la suite.

Parmi les faits que l'on peut regarder comme généraux, nous citerons en première ligne les intrusions d'oxydes de fer et de quartz par des actions contemporaines ou postérieures.

Une des conclusions essentielles de la géologie appliquée a été de faire ressortir et de préciser la connexion d'origine et les rapports de gisement des gites métallifères avec les roches éruptives et métamorphiques.

Les études minéralogiques et chimiques ont permis de préciser la composition des roches éruptives. Les désignations vagues ont disparu, et les roches trappéennes ont présenté une série de diorites, amphibolites, mélaphyres, euphotides, hypérites, ophites, serpentines, etc., de compositions définies, mais accompagnées de roches mixtes altérées. On a pu déterminer les phénomènes et les époques d'éruption souvent très-modernes et constater la contemporanéité de leurs éruptions avec les soulèvements qui ont déterminé le relief de ces roches de nos contrées montagneuses.

On osait à peine, il y a trente ans, même après les travaux de M. de Buch, de Dufrénoy et Elie de Beaumont, prononcer le mot de *roche métamorphique*. Cette dénomination, en opposition avec les systèmes de géologie par les causes actuelles, était repoussée par le plus grand nombre des géologues ; mais l'étude des masses éruptives a démontré que, dans une situation même assez éloignée, les roches argileuses ont pu cristalliser en divers silicates et prendre l'aspect porphyroïde, que le porphyre antique par exemple, n'était qu'une argilolite métamorphique.

On a reconnu que sous ces influences des silicates étrangers aux roches éruptives avaient même pu se développer dans les roches métamorphiques, tels que les mâcles, les grenats, épidotes, chlorites, disthènes, staurotides, etc.

Beaucoup de couches stratifiées ont pu, soit par l'action des gaz, soit par celle des eaux minérales, se pénétrer et s'imbiber de principes éruptifs ; telle roche a été feldspathisée, telle autre silicifiée, telle autre pénétrée d'oxydes de fer ou de manganèse. En un mot, on a trouvé l'explication générale d'une multitude de gîtes

de minéraux cristallins ou de roches problématiques; enfin les gîtes métallifères ont été reconnus comme les évents d'actions souterraines prolongées qui ont suivi les phénomènes de soulèvement et d'éruptions.

Ces observations ont donné un intérêt tout nouveau aux contrées soulevées; les roches semi-cristallines et schisteuses des Pyrénées et des Alpes ne sont plus des roches problématiques, ce sont des roches soulevées et altérées, et les géologues ont pu y reconnaître la série des dépôts secondaires et tertiaires.

Il y a plus de quarante ans, M. de Buch publia sur les dolomies du Tyrol un travail qui fit une grande sensation. Il signalait la liaison de ces dolomies puissantes avec des roches trappéennes, et en concluait qu'elles devaient à des actions métamorphiques leur texture grenue et désagrégée, leur structure fissurée par des systèmes de fentes perpendiculaires ou obliques à la stratification, et la proportion de magnésie qui s'y trouvait. « Ces dolomies sont, disait-il, des dépôts calcaires modifiés par les éruptions trappéennes. »

Les conclusions de ce travail furent, à cette époque, discutées et critiquées avec une sorte de passion, mais depuis on a trouvé sur beaucoup de points des faits analogues. Les dolomies du Splugen, du Saint-Gothard, de Chamonix, etc., les calcaires dits *calciphyres* du col du Bonhomme et de Modane, de même qu'un grand nombre de masses calcaires pénétrées de minéraux adventifs cristallisés, ne peuvent être attribués qu'à des actions métamorphiques.

Lorsqu'on aborde les Alpes ou les Pyrénées, on est frappé de la couleur sombre de toutes les formations rapprochées des axes de soulèvement. Les terrains qui, en plaine, sont formés de roches de couleurs claires, sont représentés par des roches grises ou noirâtres, de teintes d'autant plus sombres que leur texture et leur structure ont des caractères plus métamorphiques.

Citons seulement, dans les Pyrénées, le massif calcaire du mont Perdu, qui appartient au terrain crétacé; dans les Alpes, les calcaires néocomiens ou jurassiques, partout où pendant si

longtemps on les a désignés comme calcaires de transition ou comme calcaires alpins.

Pour des terrains schisteux, on peut admettre que ces modifications de texture et de couleurs datent des conditions mêmes de leur formation ; mais pour les calcaires cela n'est pas possible. En les suivant depuis les parties inférieures jusqu'aux sommités, on les voit graduellement s'assombrir et se modifier, et l'on est ramené à cette explication ingénieuse du métamorphisme donnée par M. Elie de Beaumont, qui compare ces couches à un tronc d'arbre brûlé à une de ses extrémités, sain et intact à l'autre, tandis que les parties intermédiaires présentent les passages les plus ménagés entre ces deux états.

« Ainsi, dit M. de Mortillet dans sa *Description de la Savoie*, les calcaires néocomiens de la vallée du Rhône, de Seyssel à Bellegarde, sont blancs et d'aspect crayeux ; en se rapprochant des Alpes ils deviennent plus durs, plus compactes et prennent des teintes plus foncées ; près de Bonneville ils sont compactes et gris-bleuâtres ; près de Sixt, ils sont compactes, marmoréens, gris, bruns et noirs en certains points. »

Ces altérations de la texture normale des roches, leurs colorations, de plus en plus foncées à mesure qu'on se rapproche des Alpes, sont générales pour les terrains houillers, triasiques, jurassiques et crétacés ; et si l'on ajoute que ces terrains y sont dans des conditions de puissance excessive, de composition plus variée que partout ailleurs, enfin que l'état métamorphique rend les débris organiques le plus souvent indiscernables ou indéterminables, on comprend pourquoi il existe encore tant d'incertitudes et de discussions géologiques sur les terrains des Alpes.

Dans les terrains dont le métamorphisme est très-prononcé, notamment dans les gneiss et les micaschistes, on remarque souvent la présence du quartz. Lorsque ce quartz se présente en filons bien nets, coupant les masses minérales par sa brusque interposition entre toit et mur, le fait rentre dans des conditions

de gisement dont les causes ne sont plus en question, ce sont des fractures remplies par l'action incrustante de sources minérales. Mais souvent le quartz affecte d'autres formes : il est disséminé en veines multiples et réticulées qui pénètrent et coupent en tous sens une masse minérale, par exemple un gneiss; ou bien il est disposé en rognons irréguliers autour desquels se courbent les délits d'une roche schisteuse qui prend ainsi une structure amygdaline. Ces quartz, tantôt compactes et lithoïdes, quelquefois translucides et d'aspect cristallin, ont été dans les deux cas, introduits dans les roches qui les contiennent, par des phénomènes analogues à ceux qui ont rempli les filons.

Dans le premier cas, le quartz a été introduit dans les fissures d'un terrain distendu de manière à former des *filons réticulés* dont les gîtes métallifères nous offrent des exemples. La disposition en rognons amygdalins est plus difficile à comprendre ; il faut admettre que ces rognons sont contemporains des dépôts dans lesquels le quartz, amené dans les eaux sédimentaires, s'est rassemblé en nodules intercalés; ou bien supposer qu'il a été introduit dans des parties distendues des plans de stratification, et s'est aggloméré en concrétions ovoïdes en repoussant les parois par son expansion. Dans tous les cas, cette affluence des quartz ne peut être attribuée qu'à des exsudations souterraines.

Sur certains points ce phénomène d'expansion siliceuse a pris des proportions plus expressives; citons quelques exemples.

Dans la partie méridionale des Vosges, le quartz se présente en filons de toutes dimensions; un de ces filons dans le haut du val d'Ajol, au lieu dit *la Vèche*, a des proportions considérables. C'est une masse de plus de 100 mètres de hauteur, composée de quartzite ferrugineux, jaspoïde, avec druses contenant du fer oligiste. Ce dyke, qui a traversé les grès rouges, devait barrer jadis le val d'Ajol et retenir les eaux d'amont en un lac qui a fini par rompre ses digues.

Un autre filon analogue, avec de nombreuses ramifications qui semblent ses racines, existe près de Ribeauvillé. Le célèbre gîte de fer oligiste de Framont, situé vers le contact du porphyre,

n'est autre chose qu'un filon du même ordre, plus riche en fer oligiste; il en existe beaucoup d'autres analogues dans les diverses parties des Vosges.

Les filons de quartz abondent dans la région de granites et gneiss du Limousin ; leur puissance varie de quelques mètres à plus de vingt, et comme partout, leurs affleurements forment des murailles saillantes au-dessus des terrains encaissants. On y trouve le quartz translucide, le plus souvent quartz compacte et lithoïde, quelquefois fibreux, carié ou caverneux. Plusieurs de ces filons contiennent accidentellement des tourmalines et diverses substances métallifères.

Dans le département de l'Allier, M. Boulanger a rapporté aux éruptions porphyriques les nombreux filons de quartz qui sillonnent le terrain de granites, gneiss et micaschistes. Il en est dont on peut suivre les affleurements sur plusieurs kilomètres; par exemple, au sud-ouest de Montluçon, vers le pont des Maisons-Rouges, on en voit un de très-grande puissance, dont la saillie forme une haute muraille. La crête de partage qui sépare le bassin de la Sioule de celui de l'Andelot, près Gannat, est formée par l'affleurement d'un puissant filon de quartz. Quelques-uns de ces filons, les petits surtout, sont métallifères et contiennent de la galène, du spath fluor et de la baryte sulfatée.

Sur les bords du plateau central, le cap de gneiss, qui s'avance dans les terrains secondaires jusqu'à Avallon, est sillonné par un grand nombre de filons quartzeux légèrement métallifères. Celui dit *la Roche-Glène,* près les Verrières, a 40 mètres de puissance et forme une muraille très-saillante au-dessus des terrains encaissants.

Le dyke quartzeux de Rochetaillée, près Saint-Etienne, est un des plus beaux que nous puissions citer. Sa puissance est de 50 mètres et sa hauteur est de plus de 100 au-dessus des nombreuses ramifications qui font elles-mêmes saillie au-dessus des schistes qu'elles traversent. Cette magnifique roche est composée d'un quartz jaspoïde, agathisé, calcédonieux, gris, dont les concrétions rubanées attestent un long travail souterrain.

Les érosions postérieures ont dénudé cette immense concrétion sortie des profondeurs du globe et qui a pénétré dans toutes les fissures du terrain fracturé.

Les mêmes éruptions quartzeuses existent de l'autre côté du Pilat, aux environs de Condrieux, et M. Rozet les a décrites dans les termes suivants : « Le quartz est fréquemment soudé au granite qu'il traverse, et il enveloppe souvent des fragments de granites de différentes grosseurs. A la base des cônes qu'il constitue, le quartz pousse des ramifications divergentes dans le granite, comme si celui-ci avait été étoilé pour le recevoir. Ces masses de quartz paraissent donc avoir fait éruption à la manière des porphyres, et quoiqu'on n'y trouve ni feldspath ni mica, on peut les considérer, de même que les quartz qui font partie des amas stannifères, comme une monstruosité du granite réduit accidentellement à un seul de ses éléments. »

Il n'est pas de contrée de gneiss et de micaschistes qui ne fournisse des exemples analogues et qui ne montre ainsi le quartz transsudant des profondeurs du globe vers la surface.

Les filons métallifères, dans lesquels le quartz est presque toujours la gangue dominante, sont une expression particulière des mêmes actions. Dans ces filons, les gangues se complètent par les zones de spath calcaire, de spath fluor et de baryte sulfatée ; les vapeurs métallifères, se joignant à celles qui ont accumulé et rubané ces diverses substances, ont engendré les gîtes qui sont la base de nos industries métallurgiques. En étudiant ces gîtes dans la *Géologie appliquée,* nous avons mis en évidence les diverses actions souterraines qui les ont produits ; les roches dont nous parlons ici sont une expression plus simple et plus générale des mêmes actions. Comme pour les substances métallifères, les exsudations quartzeuses du globe ont commencé dès les premiers âges géologiques et se sont continuées jusqu'au delà des époques tertiaires, mais elles abondent surtout dans les terrains granitiques et de transition.

Le phénomène des incrustations et des injections quartzeuses,

émanées des profondeurs du sol vers la surface, se lie intimement avec des incrustations et des injections ferrugineuses qui se rattachent à la même origine.

Dans un grand nombre de ces gîtes, le quartz est en effet mélangé de fer à l'état d'oxyde rouge qui forme des jaspes, soit de minerais cristallins, tels que le fer oligiste ou le fer spathique. Beaucoup de gîtes, dans les Vosges, les Alpes et les Pyrénées, présentent l'association de ces minerais en proportions suffisantes pour constituer des veines et des amas.

Dans les terrains jurassiques de l'Auxois, de l'Ardèche, et sur beaucoup de points du contact de ces terrains avec les roches métamorphiques du plateau central, les oxydes rouges de fer se présentent sous forme de couches lenticulaires plus ou moins étendues et interstratifiées.

Les gîtes de Thostes et de Beauregard, près de Semur, sont des couches déposées dans les eaux du lias inférieur par des eaux minérales qui mêlaient leurs produits à ceux de la sédimentation. L'exploitation a même permis de constater les points de départ de ces eaux incrustantes, qui déposaient à la fois de la silice et de l'oxyde de fer. Ces concrétions, plus ou moins énergiques, s'étendaient plus ou moins loin et formaient les couches lenticulaires que l'on exploite aujourd'hui.

Telle est l'origine des gîtes de l'Ardèche : ceux des environs de Privas sont interstratifiés vers la limite du lias et de l'oolithe inférieure; celui de la Voulte dans l'étage oxfordien. L'action incrustante a dû être bien lente, car les coquilles de l'époque, les ammonites, les bélemnites, etc., paraissent avoir vécu dans ces eaux ferrugineuses et y ont laissé des débris abondants.

Les minerais ainsi déposés affectent souvent la structure oolithique. Les minerais du Beaujolais, de Villebois, ceux de la Verpillière, les minerais exploités par le Creusot à Nolay, Mazenay et Chalencey en Bourgogne, appartiennent au lias et représentent les mêmes phénomènes.

Les oligistes de la Belgique, stratifiés dans le terrain dévonien,

se rattachent à la même origine ; de même que les minerais du lias de la Meurthe et de la Moselle, ceux de Mondalazac dans l'Aveyron et tant d'autres gîtes dont l'énumération serait trop longue.

Mentionnons cependant les bauxites qui forment des couches analogues dans les terrains tertiaires de la chaîne des Alpines, et qui sont mélangées d'oxyde rouge de fer, en assez grande proportion pour avoir été exploitées.

Les minerais de fer en grains, mélangés dans les dépôts calcaires et marneux des étages oolithiques et des dépôts tertiaires, ne doivent-ils pas être attribués à une origine analogue? D'où pourrait venir cette prodigieuse quantité d'oxydes de fer, si des sources minérales ne les avaient apportés dans les eaux sédimentaires? Il y a cette différence, que l'action immédiate des sources thermales a pu déposer des oxydes rouges, tandis que les oxydes de fer, amenés et dissous dans la masse des eaux, puis agglomérés en grains oolithiques ou pisolitiques, se sont déposés à l'état d'hydroxydes. Telle est l'origine probable des fers hydroxydés ou pyriteux disséminés en grains géodes, plaquettes et concrétions dans les dépôts argileux calcaires, siliceux ou arénacés.

Ainsi, pendant toute la série des périodes géologiques, l'intérieur du globe, réagissant sur la surface, a pu amener dans les eaux sédimentaires des quantités considérables d'oxydes de fer. Nous trouvons des preuves encore plus directes de ces émanations dans les roches qui ont accompagné l'apparition de certains porphyres. Ces porphyres, sans être eux-mêmes très-ferrugineux, ont déterminé autour de leurs centres d'éruption des émissions considérables d'oxyde de fer qui ont pénétré et rubéfié les roches environnantes.

Ce sont probablement des actions analogues qui ont rubéfié les dépôts de grès rouges, de marnes et argiles rouges, dans les diverses formations secondaires et tertiaires.

Certains calcaires compactes, jurassiques ou crétacés, fissurés et concassés par les mouvements du sol, ont été pénétrés d'argiles rouges ferrugineuses qui ont été injectées dans toutes les

fissures. Des argiles rouges et souvent des minerais oolithiques ont rempli les cavités en forme de galeries sinueuses et de grottes qui existaient dans certaines masses montagneuses, et constituent des gîtes que l'on a exploités ou que l'on exploite. Ces argiles ferrugineuses et ces minerais qui pénètrent dans les profondeurs du sol, ne peuvent être attribués à des phénomènes superficiels, ils se rattachent plus naturellement aux phénomènes d'émanations qui ont suivi les éruptions porphyriques, aux sources ferrugineuses qui ont surgi de toutes parts, qui ont pénétré dans toutes les fissures et se sont épanchées à la surface, en mêlant leur apport aux dépôts sédimentaires.

La généralité et la continuité des actions qui ont produit les minerais de fer ont frappé tous les géologues, et M. Gruner en résume ainsi les caractères : « S'il y a eu des sources ferrugineuses à toutes les époques et des dépôts de minerais de fer à tous les niveaux, chacun de ces dépôts revêt cependant un ensemble de caractères spéciaux qui ne permettent pas de confondre les minerais de fer d'une époque avec ceux d'une époque antérieure ou postérieure. Les terrains anciens ont leurs minerais spéculaires, oxydulés et spathiques; les terrains paléozoïques, les fers oxydés rouges, compactes ou granulaires; les terrains secondaires, les minerais en roche ou oolithiques, plus ou moins hydratés ; les terrains tertiaires, les hydroxydes concrétionnés en grains ou en rognons géodiques ; enfin l'époque quaternaire contient les minerais antérieurs, secondaires ou tertiaires, plus ou moins remaniés. »

Ces réactions quartzeuses et ferrugineuses qui, à toutes les époques géologiques, se sont produites de l'intérieur du globe vers la surface, expliquent l'origine et la formation des gîtes métallifères. Le quartz y est en effet la gangue dominante; le fer, à l'état d'oxydes, de carbonate, de sulfure, y joue un rôle important et souvent prédominant.

Il existe en France un grand nombre de filons métallifères; c'est-à-dire fentes ou cassures remplies par les gangues spé-

ciales : quartz, baryte sulfatée, spath calcaire, spath fluor, roches des épontes, auxquelles s'adjoignent les minerais : galène plus ou moins argentifère, bournonite, blende, pyrites de fer, pyrite cuivreuse, cuivre gris, fer oxydé, fer spathique, etc. Il existe aussi des gîtes irréguliers en amas, en strates lenticulaires, en stockwerks et veines réticulaires. Ces gîtes sont plus intéressants par leur nombre que par leur richesse ; ceux qui contiennent de la blende et galène argentifère sont surtout très-répandus : la plupart ont été exploités anciennement, mais successivement abandonnés par suite de l'abaissement du prix des plombs ; un accroissement du prix des métaux suffirait pour ranimer toutes ces exploitations anciennes.

Ce sont principalement les contrées soulevées et accidentées par les roches éruptives qui contiennent des gîtes métallifères. Le plateau central surtout est sillonné de filons ; les deux compagnies de Pontgibaud et de Vialas et Villefort y maintiennent l'exploitation avec la persévérance des anciens jours.

Chaque fois que des mines anciennes ont été reprises, les lois géologiques qui régissent l'allure et le gisement des filons ou des gîtes irréguliers ont été d'un secours précieux pour la direction des travaux ; mais on a reconnu en même temps que les anciens avaient opéré avec une persévérance qu'il est rare de trouver aujourd'hui chez ceux qui reprennent ces exploitations.

La seule indication des gîtes métallifères connus en France, avec les documents qui peuvent établir les conditions de leur composition et de leur allure, exigerait un volume. Un ingénieur M. A. Caillaux, s'est dévoué à cet utile travail dont il publiera bientôt les résultats.

La végétation spontanée et l'exploitation agricole du sol.

Sans être botaniste, sans être agriculteur, le géologue qui parcourt une contrée en étudiant les roches et les terrains, en déterminant leur structure, leur ordre de superposition, leur altitude et leurs formes, est forcément conduit à examiner aussi la

végétation spontanée et les cultures. Cet examen présentera d'autant plus d'intérêt qu'on y sera mieux disposé par quelques études préliminaires ; mais en principe nul ne peut rester indifférent à la végétation, qui dans certaines régions constitue les plus grandes beautés de la nature ; à la culture, qui est l'expression de la valeur du sol.

Dans toutes les parties du globe, disait M. de Humboldt, on a trouvé les mêmes formations géologiques. Partout les roches siliceuses, calcaires, argileuses, feldspathiques sont complétement identiques ; tandis que les végétaux forment pour chaque latitude une parure changeante.

Les botanistes ont fait ressortir les caractères tranchés des diverses zones : les zones tropicales avec leur végétation luxuriante, leurs palmiers, leurs fougères arborescentes ; les zones tempérées avec les essences si variées de leurs forêts ; les zones septentrionales avec les graminées qui couvrent la Hollande et le Danemark ; les zones polaires de la Norwége et de la Laponie avec leurs sapins, leurs lichens blanc verdâtre, leurs algues et leurs maigres gazons. Les cultures n'ont pu changer beaucoup ces différences de la végétation spontanée, et du sud au nord on distingue facilement la région des dattes, des cactus, des figuiers, des oliviers et des mûriers ; la région de la vigne et des blés ; celle des racines et des prairies naturelles ; celle enfin où la végétation, appauvrie par le froid, ne fournit plus à la race humaine qu'une nourriture incertaine.

Sans embrasser de si vastes espaces, nous voyons dans notre France une série de zones végétales très-nettement accusées.

La plus méridionale et la plus abritée des vents du nord nous présente, d'Antibes à Menton, une végétation toute méridionale. Nous la voyons, dans les jardins, caractérisée par les orangers, les agaves, les cactus qui se mélangent au plus grand développement des oliviers. Les pépinières de l'Algérie y ont heureusement importé les eucalyptus, les caroubiers, les poivriers, les grævilleas, eusébias, crategus ; on y voit l'*araucaria excelsa* et le pinsapo atteindre de grandes dimensions ; les palmiers peuvent y vivre

et le dattier y montre des régimes de dattes qui n'arrivent pas cependant à maturité.

La zone marseillaise, un peu moins chaude, nous montre les oliviers s'isolant de ce cortége varié. Les figuiers, la vigne, les pins maritimes et les cyprès y maintiennent une physionomie spéciale qui se perd à Avignon, où les mûriers remplacent l'olivier ; les cultures principales sont celles du blé et du maïs, la vigne s'y perfectionne progressivement.

Notre zone centrale est caractérisée par la culture des céréales et par la nature si variée des essences de nos bois ; la vigne vient expirer aux environs de Paris, et vers les parties plus septentrionales du Nord, les prairies de la Normandie et ses élevages, les racines et surtout la culture de la betterave réagissent d'une manière sensible sur la prédominance des céréales.

M. A. de Candolle a précisé les différences des zones végétales en indiquant les conditions de température qu'exigent les cultures caractéristiques.

Ainsi, parmi les céréales, l'orge peut être cultivée aux îles Feroë et sur certaines côtes de la Laponie, parce qu'elle commence à se développer à la température de 5 degrés centigrades. Si pendant son développement on additionne les températures moyennes de chaque journée où la température dépasse 5 degrés, en faisant abstraction des journées où la température est inférieure, on obtient un chiffre qui représentera la chaleur accumulée nécessaire pour que l'orge arrive à maturité ; ce chiffre est de 1500 degrés.

Le blé commence à végéter à 6 degrés ; il exige un total de 2 000 degrés pour mûrir.

Le maïs commence à 13 degrés et en exige 2 500.

La vigne se développe à 10 degrés et commence à produire du vin passable lorsqu'elle a emmagasiné 3 000 degrés.

Enfin le dattier exige 6 000 degrés pour fournir des dattes sucrées.

D'après M. Martins, les plantes des Alpes se contentent, pour le développement de leurs feuilles et de leurs fleurs, de 300 de-

grés. A un chiffre inférieur, les feuilles seules pourront se développer, ce qui explique pourquoi, dans nos contrées tempérées, nous voyons importer des plantes méridionales qui végètent sans produire ni fleurs ni fruits.

L'altitude des régions montagneuses produit des abaissements de la température moyenne, aussi bien que la latitude ; les versants des grandes montagnes présentent par suite la même succession de zones végétales.

Les versants des Alpes et des Pyrénées ont été sous ce rapport maintes fois décrits dans les ouvrages de botanique, et l'exemple des plus larges variations nous sera fourni par les pentes du Canigou, dont le sommet s'élève à 2 785 mètres.

« Au pied du Canigou, dit M. Massot, l'oranger mûrit ses fruits dans les jardins. Le voyageur partant de ces jardins pour gravir la montagne traverse des champs d'oliviers, de maïs, des bouquets de chênes verts, des vignobles ; mais à 420 mètres, l'olivier l'abandonne ; à 550 mètres, la vigne s'arrête ; à 800 mètres, c'est le châtaignier ; à 1 330 mètres, on rencontre les premiers rhododendrons ; les derniers champs de seigle et de pommes de terre ne dépassent pas 1 640 mètres. A cette hauteur le hêtre, le sapin argenté, le pin, le bouleau ombragent encore le sol, mais leur taille se réduit peu à peu sous l'influence du froid, du vent et des neiges. Le sapin s'arrête à 1 950 mètres, le bouleau à 2 000 mètres, le pin à 2 430 mètres. Au delà s'étendent des pelouses de plantes alpines ou polaires inconnues aux régions tempérées. Le rhododendron ne dépasse pas 2 540 mètres ; le genévrier seul, rabougri et couché sur le sol, monte jusqu'au sommet, où les plantes dorment ensevelies sous la neige pendant neuf mois, et croissent, fleurissent et fructifient en trois mois. »

La succession des zones végétales sur les versants des Alpes, suit à peu près les mêmes lois que sur les versants des Pyrénées. L'amplitude des variations est seulement moins considérable, parce que les points de départ, c'est-à-dire le fond des vallées, présentent une température moins élevée.

M. C. Martins a fait une étude des plus complètes et des plus intéressantes sur le mont Ventoux, vaste cône qui s'élève isolément des plaines à la hauteur de 1 912 mètres. A sa base, la température moyenne est de 13 degrés; à son sommet, couvert de neige pendant sept mois, elle est d'environ 2 degrés. De telle sorte que gravir le Ventoux, c'est se déplacer de 19 degrés en latitude : du 44e au 63e; c'est-à-dire de la température moyenne de Sienne ou de Venise à celle des confins de la Suède et de la Laponie.

Ces différences de température ont déterminé des zones végétales distinctes que les botanistes ont surtout spécifiées par des listes dans lesquelles dominent les plantes herbacées; pour le géologue qui parcourt les pentes et les ravins, ce sont principalement les arbres et arbustes qui en indiquent la succession.

La première zone végétale, à la jonction du versant méridional avec la plaine du Rhône, est spécifiée par l'olivier et le pin d'Alep : deux arbres caractéristiques du bassin de la Méditerranée. Le pin d'Alep monte à 430 mètres et l'olivier à 500 mètres; sous ces arbres abondent le romarin et le genêt d'Espagne.

La seconde zone est celle des chênes verts; elle s'élève à 600 mètres. Des genévriers, euphorbes et dentelaires les accompagnent.

Une troisième zone est déterminée par les conditions physiques du sol. Les calcaires fendillés présentent des surfaces pierreuses où quelques champs de maigres cultures attestent le peu d'aptitude à la végétation; des buis, des thyms et des lavandes, le dompte-venin y forment des touffes clair-semées jusqu'à des hauteurs de 1 050 mètres. Cette zone était autrefois boisée; les bois ont été successivement détruits pendant les périodes d'affaiblissement de l'autorité; les terres, abandonnées sans protection à l'action érosive des eaux atmosphériques, ont été ensuite entraînées et ravinées. Aujourd'hui de grands efforts sont tentés pour le reboisement, au moyen des chênes et des pins maritimes. Ces efforts rencontrent, comme difficulté, les déprédations de la vaine pâture et l'influence sur les sols dénudés d'un

vent violent, le mistral, qui ne laisse en place ni les sables, ni les menues rocailles et déplace même, en certains points, des pierres et des fragments de rochers.

De 1 150 mètres à 1 160, la quatrième zone est la région des hêtres. Ces arbres se serrent et se développent surtout dans les ravins abrités; sur les parties découvertes ils se maintiennent en taillis et bouquets épars; de la plaine, une ligne grisâtre indique très-bien cette zone des hêtres au-dessus de la zone dénudée. Sous leur abri se développent, outre le thym et la lavande, quelques plantes de la flore des Alpes.

A 1 700 mètres se dessine une cinquième zone : le hêtre a disparu et les pins de montagne résistent seuls à l'abaissement de la température et à la violence des vents. Ces pins montent jusqu'à 1 810 mètres, limite de la végétation arborescente ; au-dessus les plantes alpines continuent à monter.

Enfin une sixième zone est représentée par les plantes herbacées ; c'est à peine si le genévrier, couché par le poids des neiges, peut se traîner vers le sommet, mais les saxifrages, les germandrées des montagnes, les paturins, l'euphorbe des roches, l'astragale, la violette du mont Cenis, annoncent que l'on est dans la région des Alpes voisine des neiges persistantes.

Le caractère alpin est encore plus prononcé sur le versant septentrional, plus abrupt et plus froid ; les sapins, mêlés au pin des montagnes et même aux hêtres, y complètent l'assimilation ; la zone des oliviers n'y existe pas.

Toutes les contrées montagneuses reproduisent d'une manière plus ou moins complète, suivant leur latitude, les successions de zones végétales qui viennent d'être indiquées.

On voit d'ailleurs par ces exemples que les conditions de température sont toujours celles dont l'influence domine, soit que la température moyenne d'une contrée résulte de l'altitude du sol, soit qu'elle résulte de sa latitude.

Avec les conditions d'altitude, qui ont une si grande influence sur la température moyenne d'une contrée, interviennent les

conditions de formes, telles que les déclivités plus ou moins rapides, l'exposition, l'action des vents, etc. Dans les grandes montagnes, les déclivités ont le plus souvent des pentes telles, que le sol cesse d'être stable et par conséquent cultivable ; les vastes plateaux ne seront propices à la végétation et à la culture que si les eaux s'y maintiennent; tandis que les plaines inférieures seront souvent inondées et marécageuses.

Sous le rapport des formes et des altitudes, la surface de la France a été divisée et classée par M. Roulin en régions de *montagnes,* de *plateaux* et de *plaines :*

RÉGIONS MONTAGNEUSES	Granitiques et schisteuses.	Alpes. Pyrénées. Vosges. Maures.
	Calcaires.	Jura. Provence.
RÉGIONS A PLATEAUX	Granitiques et schisteuses.	Plateau central. Ardennes. Bretagne.
	Calcaires.	Causses. Languedoc. Quercy. Haut Poitou. Bourgogne. Lorraine.
RÉGIONS DE PLAINES.....		Champagne. Neustrie. Aquitaine. Limagne. Bresse. Alsace.

Après les conditions de température qui peuvent résulter soit de la latitude, soit de l'altitude d'une contrée, la composition minéralogique du sol et du sous-sol, les propriétés hygrométriques des roches, leur perméabilité ou leur imperméabilité doivent évidemment exercer les plus grandes influences sur la végétation et les cultures. On trouve la démonstration de ce fait dans la simple

énumération de la nature agricole de nos 52 millions d'hectares, classés ainsi qu'il suit :

Pays de montagnes	4 210 000
Pays de bruyères et landes	5 660 000
Sol de riche terreau	7 276 000
Sol de calcaire ou craie	9 788 000
Sol de graviers	3 417 000
Sol pierreux	6 612 000
Sol sablonneux	5 920 000
Sol argileux	2 232 000
Sol limoneux et marécageux	285 000
Sol de différentes sortes	7 300 000

Cette simple énumération indique des distinctions minéralogiques. Il faut, en effet, pour la végétation et la culture, que le sol superficiel présente une épaisseur de $0^m,25$ à $0^m,30$ au moins de sol arable, meuble et perméable à l'air et à l'eau, dont la composition constitue un milieu apte à fournir aux végétaux les éléments qui leur sont nécessaires.

Les terres se rapportent à trois types principaux ; elles seront siliceuses, calcaires ou argileuses.

Les terres *siliceuses* comprennent la plus grande partie des sables et des cailloux roulés, les grès et les quartzites. Dans la plupart des terres superposées aux granites et aux micaschistes, la silice domine également.

Dans ces terrains siliceux, les eaux chargées d'acide carbonique et d'oxygène attaquent les silicates de fer et les silicates alcalins mélangés au quartz ; elles décomposent les pyrites, en isolant une certaine partie de peroxyde de fer qui colore le sol, et d'acide sulfurique qui se porte sur les feldspaths et les décompose soit en argiles, soit en carbonates alcalins. Toutes ces réactions profitent à la végétation ; de telle sorte que, plus la silice des terres sablonneuses est mélangée d'éléments divers, plus ces terres sont favorables à la végétation.

La silice se trouve en grande proportion dans les graminées, dans les tiges du seigle et de l'avoine, ce qui a fait donner le nom

de *segalas* à certains terrains siliceux granitiques; elle existe également dans les bruyères qui se développent spontanément dans les sables les plus siliceux, désignés sous la dénomination de *terres de bruyères*.

Les terrains *calcaires*, encore plus répandus sur la surface de la France, sont les moins favorables à la végétation spontanée et aux cultures, lorsqu'ils sont tout à fait purs. Les craies de la Champagne pouilleuse, les calcaires fendillés fragmentaires néocomiens et jurassiques des départements méridionaux, sont les terres les plus stériles de la France. Mais toutes les fois que les calcaires sont mélangés d'une certaine proportion d'argile ou de sables, ils deviennent au contraire d'une fertilité remarquable.

La chaux carbonatée est, en effet, en grande proportion dans les tiges des plantes légumineuses, dans les trèfles et les luzernes, dans le froment, qui ne peut-être utilement cultivé sur les terrains exclusivement siliceux. La luzerne et le sainfoin ont des racines pivotantes qui leur permettent de se développer sur les terrains les plus calcaires, leurs racines pénétrant dans les fissures où elles vont chercher d'autres éléments et l'humidité nécessaires à leur développement.

Les terres *argileuses* sont d'une culture d'autant plus difficile qu'elles sont plus glaiseuses et imperméables ; il faut qu'elles soient mélangées d'une certaine proportion de sable siliceux et de calcaire. On les désigne sous la dénomination de terres *fortes*, par allusion à leur résistance au labourage, et sous celle de terres *froides*, à cause de la lenteur avec laquelle les végétaux s'y développent.

En réalité, ces trois principes, silice, calcaire et argile, doivent être réunis et mélangés aussi intimement que possible dans un sol arable. Certains minéraux mélangés en petites proportions paraissent également favoriser la végétation: les oxydes de fer par exemple, qui rendent les terres plus chaudes et plus actives; les phosphates et les sulfates de chaux, l'humus charbonneux développé par la décomposition des végétaux, substances qui agissent comme de véritables engrais. Sur toutes les surfaces des

plateaux et des montagnes du Centre et du Midi, on est frappé de l'heureuse influence des argiles rouges qui se trouvent tantôt dans les fissures des roches, tantôt en couches limitées et de peu d'étendue qui semblent des dépôts récents.

On a vainement cherché à expliquer toutes les conditions de la végétation en ce qui concerne la composition des terrains, mais il est évident que les roches de composition simple donnent naissance à des sols peu fertiles, tandis que le mélange intime d'éléments différents est toujours une condition favorable.

C'est en vertu de ce principe que les alluvions obtenues par le colmatage ont donné de si bons résultats, et que le diluvium a si heureusement modifié les plateaux de la Beauce, de la Brie, etc.

Dans les contrées montagneuses les plus dénudées et les plus arides, il existe des fonds et des élargissements de thalwegs sur lesquels se sont effectués des colmatages. Les côtes escarpées de la Méditerranée, de l'embouchure du Rhône à Menton, présentent une série de méplats et d'enceintes à fonds peu accidentés où les détritus entraînés par les eaux ont pu se déposer. De là un contraste souvent remarqué de la fertilité de ces méplats avec l'aridité des montagnes chauves et dénudées qui les encaissent.

L'agriculture et les populations se sont développées dans toute cette région littorale, en raison de l'étendue et de la fertilité des plaines alluviales, situées au pied des versants montagneux : à peine a-t-on franchi, par la route de Septèmes, les crêtes demi-circulaires au centre desquelles se trouve Marseille, que, des hauteurs bien nommées *la Vista,* on reste frappé du contraste de la plaine tertiaire et alluvienne avec les déclivités arides et rocailleuses que l'on va quitter. C'est le sol le plus fertile et la population la plus dense qui succèdent au désert.

Mêmes impressions à Aubagne, à Toulon, à la Ciotat, à Fréjus, à Cannes, à Nice surtout, où la splendeur des jardins va se heurter partout contre le chaos le plus désordonné des soulèvements qui ont si profondément accidenté les calcaires crétacés et jurassi-

ques. Au pied de ces soulèvements, soixante mille âmes sont agglomérées sur quelques lieues carrées de terres argilo-calcaires et ocreuses, enlevées aux déclivités encaissantes, et réunissant les conditions les plus favorables à la végétation.

Dès les premiers temps historiques, les populations ont trouvé une vie facile dans ces oasis alluviennes situées au pied des Alpes maritimes, et lorsque, pénétrant dans la région montagneuse par les vallées torrentielles du Var, de la Tinea, de la Vesubia et de la Roja, on voit des populations rares et clair-semées tirer parti de quelques parcelles de ces argiles ocreuses ou de ces marnes divisées, que les eaux n'ont pu enlever aux surfaces accidentées, on comprend alors tout le prix des terrains fertiles et toute la différence qui peut exister, au point de vue agricole, entre les diverses formations géologiques.

C'est au mélange plus ou moins intime de ces divers éléments que les terrains tertiaires, quaternaires et alluviens doivent leur supériorité agricole. Mais il faut ajouter aussi : c'est parce que ces terrains sont moins accidentés que les terrains primitifs ou secondaires; parce que leur altitude est moindre et leur climat plus doux; enfin parce qu'ils se trouvent en général dans les conditions de situation et de pente qui sont les plus favorables aux irrigations naturelles ou artificielles.

L'influence la plus apparente de la nature du sol sur la végétation spontanée et les cultures résulte des propriétés des roches relativement aux eaux atmosphériques.

Les roches qui absorbent l'eau et la laissent filtrer lentement sont en général favorables à la végétation; c'est ainsi que certains grès peuvent fournir à la surface des terres meubles aptes à la culture et des sous-sols qui, par l'eau absorbée et retenue, deviennent des réservoirs pour les temps de sécheresse. Au contraire les roches dures, fissurées et concassées seront trop perméables, laisseront passer immédiatement les eaux et ne présenteront que des surfaces pierreuses et desséchées.

La nature perméable ou imperméable des roches et leur apti-

tude plus ou moins grande à s'imbiber des eaux et à les retenir, se manifestent ainsi sur les phénomènes de la végétation. Les roches imperméables seront toujours stériles parce qu'elles retiennent les eaux et restent à l'état de marais et de lagunes après les grandes pluies. Leur rapprochement comme sous-sol est même une condition contraire, parce qu'elles arrêtent les eaux et maintiennent les terres désagrégées et perméables de la surface dans un marécage souterrain. Les landes de la Gascogne, les terres marécageuses de la Dombes, de la Brenne, etc., sont des exemples de l'influence funeste d'un sous-sol imperméable trop rapproché de la surface.

Les roches sablonneuses et pulvérulentes offrent des contrastes qui prouvent, d'autre part, combien l'intervention de l'eau est nécessaire pour fixer le sol et développer la végétation. Sur les plages découvertes, les sables secs sont tenus dans un mouvement continuel par les vents et leur surface ondulée en dunes reste stérile; ces mêmes sables, maintenus humides dans des bassins géologiques, sont couverts de bois.

Les cendres et pouzzolanes volcaniques, sur les plateaux où les vents les agitent sans cesse, restent de même incultes et stériles; tandis que dans les vallées humides, ce sont au contraire les terres les plus fertiles.

Dans les pays de montagnes, on est frappé de l'influence des pentes sur la végétation.

Une légère déclivité est ordinairement une condition favorable, du moins toutes les fois que cette déclivité ne dépasse pas $0^m,05$ par mètre, c'est-à-dire qu'une route charretière peut la gravir directement et sans lacets. Mais une déclivité de $0^m,10$ est déjà une condition mauvaise; elle facilite trop le déplacement des terres légères et leur lavage par le passage rapide des eaux pluviales; il faut qu'une terre soit forte et la déclivité courte pour que le ravinage n'y fasse pas sentir son influence.

La longueur d'une déclivité prononcée est, en effet, un élément essentiel. Une pente de $0^m,10$, de faible étendue dans le sens de

la hauteur, est un méplat généralement cultivé et productif; tandis que cette même inclinaison, lorsqu'elle est très-développée, est ravinée par les eaux et montre par ses dénudations les roches du sous-sol.

Pour des pentes supérieures, par exemple de 0m,15 à 0m,30 par mètre, les dénudations et les ravins seront toujours en proportion de l'inclinaison et du développement des pentes.

Toutes ces observations relatives aux conditions de la végétation spontanée et des cultures entrent dans le cadre des excursions géologiques; elles complètent l'étude d'une contrée et donnent un intérêt plus pratique à l'examen des roches. La géologie définit en outre, par ses cartes et ses coupes, les positions relatives des roches qui peuvent être *amendées* les unes par les autres, et les chances diverses que présente la recherche des eaux souterraines.

CHAPITRE II

LES PAYS DE MONTAGNES
CONTRÉES GÉOLOGIQUES FORMÉES PAR LES TERRAINS GRANITIQUES ET DE TRANSITION

Lorsque, de 1828 à 1830, M. Élie de Beaumont fit connaître ses observations et ses idées sur le soulèvement des montagnes, lorsqu'il démontra leur âge souvent moderne et traça leur succession depuis les époques géologiques les plus anciennes jusqu'aux plus récentes, cette publication fut acclamée comme l'une des plus grandes conquêtes de la géologie. Un nouvel horizon d'études se présentait, ou pouvait dans toutes nos montagnes préciser l'époque du soulèvement, indiquer les roches soulevées, leur direction dominante et caractéristique.

On était peu disposé, avant cette époque, à admettre l'âge récent des grandes chaînes telles que les Alpes et les Pyrénées, et encore moins leur origine par des soulèvements assez énergiques et violents pour en porter les cimes au-dessus de 3 000 et 4 000 mètres d'altitude. Cependant, lorsque des observations incontestables montrèrent les terrains tertiaires qui entourent les Alpes, s'élevant à des hauteurs considérables, sous des inclinaisons incompatibles avec leur mode de formation, lorsqu'on eut suivi leurs stratifications modifiées par les accidents, les ploiements et les fractures qui attestent des perturbations postérieures, il fallut bien admettre que la grande masse des Alpes avait surgi entre la période miocène et la période pliocène, c'est-à-dire *après* le dépôt de toute la série des roches nummulitiques et des mollasses, *avant* le dépôt des alluvions tertiaires de la Bresse.

Analysant les phénomènes de la sédimentation, Elie de Beaumont démontra l'horizontalité approximative des grands dépôts sédimentaires à l'époque de leur formation ; il mit en évidence

les horizons attestés par des fossiles très-abondants, tels les bancs d'huîtres, de gryphées, etc., mollusques presque immobiles, ne pouvant vivre que dans des épaisseurs d'eau peu considérables, qui ont été, par conséquent, saisis par les dépôts et fossilisés sur place. Lors donc que ces horizons indiqués par les mollusques ou les polypiers se trouvent rompus et disloqués, à tel point qu'on les trouve à la fois dans la plaine à de faibles altitudes et dans la montagne à des hauteurs de 1 000 et 2 000 mètres, on peut affirmer qu'il y a eu rupture et soulèvement des roches stratifiées.

Aux observations faites dans les Alpes se joignirent celles qui furent constatées dans les Pyrénées. Dufrénoy démontra que le massif du mont Perdu était formé par des calcaires crétacés et que les cimes étaient nummulitiques, c'est-à-dire appartenaient à l'origine des dépôts éocènes. Vers la base de la chaîne, des poudingues éocènes sont également redressés et bouleversés, tandis que les couches miocènes, sensiblement horizontales, marquent l'époque du soulèvement entre les deux périodes.

Les géologues de tous les pays ont suivi la voie tracée et bientôt toutes les chaînes, tous les massifs montagneux purent être classés suivant l'époque de leur soulèvement. Les dépôts les plus défigurés par les actions métamorphiques des roches soulevantes furent reconnus et classés.

Les pays de montagnes sont ainsi devenus les contrées classiques de la géologie. Outre l'attrait que présente l'étude des mouvements et des accidents du sol, on y trouve, en effet, la plus grande variété des roches résultant des altérations métamorphiques et du rapprochement des roches éruptives ; la nature pittoresque de ces contrées ajoute ses charmes aux excursions géologiques, et si les courses sont quelquefois fatigantes, du moins on peut, en parcourant des espaces de peu d'étendue, avoir passé en revue une bonne partie de la succession stratigraphique des terrains accidentés.

Le parallélisme des soulèvements d'une même époque fut

d'abord adopté par tous les géologues. Le parallélisme des directions existe, en effet, dans les contrées volcaniques où les éruptions sont alignées sur des fissures parallèles ; il existe pour les grandes failles et pour les principaux filons d'une contrée ; il a été reconnu dans nombre de pays de montagnes composés de chaînons parallèles. Mais ce qui est vrai pour une contrée de peu d'étendue, peut-il être généralisé au point de rapporter tous les soulèvements à de grands cercles de la sphère ? Ici notre éminent professeur est resté plus isolé ; mais si l'on résiste à cette généralisation, il n'est pas moins vrai que le principe subsiste lorsqu'on se borne à l'étude d'une contrée géologique, c'est-à-dire d'une surface circonscrite où les phénomènes d'éruption et de soulèvement ont toujours conservé un caractère d'unité.

Une modification a été introduite dans l'idée un peu trop absolue que les chaînes de montagnes, auraient pu être formées, telles que nous les voyons aujourd'hui, par un seul phénomène de soulèvement. L'étude détaillée de la plupart des grandes chaînes et des grands massifs montagneux a démontré une succession d'éruptions et de soulèvements qui ont eu lieu à des époques très-distantes les unes des autres, fait qui ajoute un intérêt de plus à ce genre d'étude.

Les phénomènes de soulèvement, lorsqu'ils embrassent des surfaces étendues et qu'ils ont été assez énergiques pour porter les terrains accidentés à de grandes hauteurs, ont amené au jour les terrains cristallins, granitiques ou schisteux, de transition, à travers les terrains secondaires ou tertiaires superposés ; c'est pourquoi la désignation de *pays de montagnes* s'applique souvent aux contrées formées en totalité ou en partie par les terrains granitiques et de transition.

Les terrains *granitiques et de transition* se détachent nettement sur la carte géologique et forment des contrées distinctes à la fois par leur composition et par leur altitude exhaussée au-dessus des grands bassins secondaires et tertiaires. Ces terrains sont les mieux caractérisés par leurs roches et le peu de fossiles

que l'on rencontre dans les formations siluriennes et dévoniennes, leur appartiennent exclusivement. Quant à la formation inférieure désignée sous les dénominations de *primitive, cambrienne* ou *azoïque*, elle se distingue assez facilement par la nature éminemment cristalline des roches et par une absence complète de débris organiques.

La surélévation des terrains appartenant à cette première période géologique est un fait général : — soit que ces terrains aient formé des îles exhaussées au-dessus des mers secondaires et tertiaires, et par conséquent des contrées qui n'ont pu être atteintes par leurs dépôts ; tels sont : *le plateau central, le massif de la Bretagne et de la Vendée, les massifs ou plateaux culminants des Vosges et des Ardennes ;* — soit que les terrains granitiques et schisteux déjà recouverts, du moins en grande partie, par les dépôts secondaires, aient été soulevés postérieurement à travers leur épaisseur brisée, refoulant, pour se faire place, leurs stratifications redressées ; tels sont les axes cristallins et schisteux des *Pyrénées* et des *Alpes*.

Les contrées granitiques et de transition sont donc culminantes ; leur altitude moyenne, les accidents qui les sillonnent réagissent sur les conditions de la surface ; la composition toute spéciale des roches, leur nature plus ou moins cristalline, l'abondance du feldspath et du quartz, la rareté des calcaires, complètent leur individualité.

Au point de vue de la structure géologique de la France, les terrains granitiques et schisteux forment l'encaissement et le fond des bassins secondaires et tertiaires. On a pu tracer des coupes : de la Bretagne aux Vosges ; du plateau central aux bords de la Manche ; des montagnes de la Corrèze aux Pyrénées, indiquant la disposition de toute la série des dépôts sédimentaires qui ont comblé les dépressions des terrains anciens. A l'aide de ces coupes on peut évaluer approximativement à quelle profondeur un puits placé sur un point quelconque des dépôts secondaires ou tertiaires atteindrait les schistes cristallins ou les granites.

Nous examinerons successivement ces contrées culminantes, en commençant nos excursions par le plateau central, la plus vaste et en même temps la plus ancienne; dont les granites, les gneiss et les schistes azoïques forment le sol, à l'exclusion des dépôts siluriens et dévoniens qui, sauf quelques exceptions littorales, n'ont pu en atteindre la surface.

Le plateau central.

Le centre et le midi de la France sont dominés par un vaste plateau qui comprend le Morvan, le Limousin, l'Auvergne, le Forez, le Velay, le Vivarais, les Cévennes. Par son relief prononcé et soutenu, par les sommités et les lignes de faîte dont il est le support, ce plateau est le trait le plus caractérisé du relief de la France. C'est en même temps le nœud d'une grande partie de son régime hydrographique.

Un coup d'œil sur la carte géologique permet d'apprécier l'étendue et les contours du plateau central, entièrement formé par les terrains granitiques et schisteux, qui semblent surgir des mers secondaires et tertiaires. La surface peut en être étudiée à plusieurs points de vue : ses *contours*, ses *reliefs*, sa *composition*.

Les contours du plateau central émergeant des dépôts secondaires et tertiaires sont ceux que pourrait présenter une île au-dessus du niveau de la mer; ses côtes sont le plus souvent dentelées comme celles de la Bretagne. Abstraction faite des lignes de détail, on distinguera tout d'abord sur ce littoral les golfes les plus profonds et les caps les plus saillants.

A l'ouest, le cap arrondi du Limousin ; au nord, le cap très-avancé du Morvan, qui, de Château-Chinon, se prolonge jusqu'à Saulieu et Avallon et dont les vallées accidentées servent de bassins de réception aux eaux de l'Yonne. A l'est, le plateau central suit les rives droites de la Saône et du Rhône, depuis Châlons jusque vis-à-vis Montélimart, où il se termine par les dentelures des monts Coyrons. Au sud, deux caps pénètrent profondément

dans les lignes secondaires et tertiaires, le massif des Cévennes et celui de la montagne Noire.

Les golfes les plus accusés sont indiqués : au sud, par la pénétration des terrains secondaires qui, entre la Lozère et la montagne Noire, s'avancent jusqu'à Mende; au nord, par la pénétration des terrains tertiaires dans la vallée de la Loire jusqu'à Montbrison ; dans celle de l'Allier jusqu'à Brassac; dans celle du Cher jusqu'à Montluçon.

Les deux golfes étroits et profonds formés par les vallées de la Loire et de l'Allier sont surtout remarquables par le contraste des terrains tertiaires et de leurs surfaces nivelées avec les surfaces surélevées et accidentées des roches granitiques qui les encaissent. En remontant la vallée de l'Allier, des plaines de Moulins et de la Palisse, on aperçoit au-dessus des plateaux granitiques la silhouette découpée des montagnes volcaniques, qui ajoutent encore à ce contraste; cette vallée, profondément creusée à la surface du plateau central, côtoie les supports granitiques de ces montagnes et se poursuit vers le midi jusqu'au pied des montagnes de la Lozère.

La vallée de la Loire paraît creusée dans le plateau central avec plus de force et de brutalité. Les plaines tertiaires de Roanne, Feurs et Montbrison y forment des méplats isolés, incrustés dans les anfractuosités granitiques et réunis par des pertuis étroits. La vallée tertiaire du Puy, placée vers l'extrémité de ces défilés escarpés et sauvages, semble une oasis, à laquelle succèdent bientôt d'autres fentes et pertuis qui permettent au fleuve de serpenter entre les masses granitiques et les montagnes volcaniques. On remonte ainsi jusqu'au pied de la montagne phonolithique du Gerbier-des-joncs où la Loire sort à 1 400 mètres d'altitude des granites fissurés par les éruptions.

L'étude des montagnes qui encaissent ces deux vallées principales démontre que, dans cette partie, le plateau central est formé par la juxtaposition de plusieurs chaînes ou zones montagneuses, parallèles et dirigées du nord au sud.

La première de ces zones montagneuses forme le littoral orien-

tal du plateau. Elle commence au nord par le massif du Morvan, situé en avant des bassins houillers de Saône-et-Loire ; se continue au sud de ces bassins par une crête prononcée qui sépare les eaux du bassin du Rhône de celles de la Loire, dont le mont Pilat en est la dernière sommité. De là cette crête s'abaisse et va s'appuyer sur les contre-forts du Mezenc.

La seconde zone comprend la chaîne du Forez qui, depuis Dompierre, sur la Bebre, forme la crête de partage qui sépare les eaux de la Loire de celles de l'Allier. Vers la latitude de Roanne, cette crête dépasse 900 mètres et s'élève au-dessus d'Ambert dans la vallée de la Dore, à une altitude de 1610 mètres. Vers les sources de la Loire, les masses volcaniques superposées aux granites portent cette altitude au delà de 1700 mètres ; le Mezenc atteint 1774 mètres. A cette seconde zone se rattachent les montagnes de la Margeride, qui forment l'encaissement occidental de l'Allier et se poursuivent vers la Lozère, dont elles sont séparées par les hautes vallées du Lot et du Chasserac ; le cap des Cévennes la termine vers le sud, rejetant les eaux courantes à l'est dans le bassin du Gard, à l'ouest dans le bassin du Tarn.

Une troisième zone montagneuse, que nous appellerons centrale, domine la vallée de l'Allier. La partie nord de cette zone est disposée en plateaux élevés de 700 à 1000 mètres, assez fortement ondulés, dont les accidents sont dominés par la succession des masses volcaniques des monts Dômes, des monts Dores et du Cantal.

Cette troisième zone montagneuse encaisse, au nord, la vallée du Cher ; au sud, celle de la Dordogne. Elle est encore indiquée sur la carte géologique par la série des bassins houillers qui, depuis les bassins de l'Allier jusqu'à celui de l'Aveyron, devaient jalonner une dépression importante que les soulèvements postérieurs ont fait disparaître. La pointe de l'Aveyron, qui la termine, s'avance dans les terrains secondaires du Midi par un cap assez soutenu, qui cependant est traversé par les torrents affluents de l'Aveyron et par le Tarn.

A l'ouest du Cher et de la haute Dordogne, le massif central se termine par le vaste plateau du Limousin. La surface d'ailleurs très-accidentée et mouvementée de ce plateau présente une inclinaison générale à l'ouest; elle déverse vers le sud les eaux de la haute Dordogne, de la Corrèze, de la Vezère; et vers le nord, celles de la Vienne, de la Viege, du Thorion, de la Creuse et du haut Cher. Cette division entre les bassins de la Loire et de la Garonne est déterminée par une crête de partage dirigée à l'ouest, depuis le plateau des monts Dores et passant au sud de Limoges.

Le plateau central, ainsi subdivisé, forme un ensemble composé de roches feldspathiques et schisteuses qui paraît avoir été amené à son état actuel de reliefs et de formes par une succession d'éruptions et de soulèvements pendant toute la série des époques géologiques. MM. Dufrénoy et Élie de Beaumont résument comme suit les principaux faits de cette succession :

« Le premier soulèvement a formé les granites à petits grains associés aux gneiss. La plupart des schistes micacés paraissent le résultat de cette action; toutefois leur origine serait différente de celle des gneiss, et on regarde ces roches comme produites par la transformation métamorphique des premiers terrains de transition.

« L'élévation des granites porphyroïdes à grands cristaux de feldspath qui forment les montagnes de la Lozère et plusieurs chaînes dans le centre du plateau, a suivi d'assez près l'émission des granites à petits grains. Elle paraît encore contemporaine du dépôt des derniers terrains de transition.

« La première origine des grandes rides nord-sud dont les vallées de la Loire et de l'Allier sont les conséquences, appartint à une troisième époque de soulèvement liée à la sortie des porphyres quartzifères du Forez, de Tarare et du Beaujolais; mais ces vallées n'ont pris leurs dernières formes qu'au commencement de la période des terrains tertiaires moyens; l'alignement des lambeaux de terrains houillers disposés sur la

surface des terrains primitifs, suivant une ligne nord 15 degrés est, paraît le résultat de la même force qui a donné les derniers reliefs aux formes générales des Vosges.

« Les amas puissants de serpentines, disséminés de distance en distance, dans le Languedoc, le Rouergue, le Quercy et le Limousin, alignés pour la plupart nord-ouest, ont influé également sur le relief général de ces contrées. Leur formation a suivi de très-près le dépôt du grès bigarré.

« Le soulèvement de la Côte-d'Or, postérieur au dépôt des calcaires jurassiques, le façonnement définitif des chaînes qui séparent la Saône, la Loire et l'Allier, et la dépression des vallées de ces rivières, enfin le soulèvement de la montagne Noire, plus moderne que les terrains tertiaires, sont les dernières révolutions qui paraissent en rapport avec la mise au jour des roches granitoïdes.

« Les épanchements volcaniques qui ont précédé immédiatement l'époque actuelle, ont mis fin à cette longue série de perturbations qui ont successivement façonné le plateau granitique central. »

Les éruptions volcaniques qui ont traversé le plateau central ont déterminé les sommités les plus élevées et les traits les plus saillants du relief.

Les groupes trachytiques et basaltiques du Cantal, des monts Dores et du Puy-de-Dôme ; les soixante cônes volcaniques à cratères de la chaîne des Puys au-dessus de Clermont, forment un ensemble qui suit une ligne à peu près nord-sud, comme les vallées de la Loire et de l'Allier. Les altitudes des points culminants de ces terrains volcaniques sont 1 858 mètres pour le plomb du Cantal; 1 886 pour le pic de Sancy aux monts Dores; 1 465 mètres pour le Puy-de-Dôme.

Le piédestal granitique auquel ces masses volcaniques ont été superposées, présente une altitude moyenne de 700 à 800 mètres; les granites pouvant d'ailleurs s'élever à des hauteurs plus considérables.

Le groupe du Mezenc, qui domine la partie sud-est du plateau central, est l'extrémité méridionale d'une chaîne d'éruptions phonolithiques dont le Megal et le Mezenc forment les sommités aux altitudes de 1 600 et de 1 754 mètres.

Si toutes les masses phonolithiques et basaltiques du Velay et du haut Vivarais étaient supprimées, la contrée perdrait, sans aucun doute, ses horizons les plus caractéristiques, ses profils les plus pittoresques; mais les masses granitiques qui les supportent maintiendraient les conditions générales de son hydrographie et son rôle de massif dominant au-dessus de toutes les contrées environnantes.

La composition générale du plateau central est principalement granitique. Les gneiss, les micaschistes et les steaschistes qui accompagnent la base des sommités, sont tellement liés à ces granites qu'ils en prolongent les caractères dans la plus grande partie du terrain schisteux. C'est seulement lorsque les schistes deviennent argileux que le sol change de nature, et que les dénudations prennent un autre aspect.

On peut dans toutes les contrées montagneuses du plateau observer la série des roches éruptives qui ont déterminé les accidents de la surface, et qui partout ont succédé dans le même ordre, aux granites à grains fins qui semblent représenter la base générale de l'édifice stratigraphique. Ce sont d'abord les granites porphyroïdes en dykes et en filons, les pegmatites avec leur cortége de roches kaolineuses et un grand nombre de filons quartzeux; puis les porphyres quartzifères, puis enfin des pointements clairsemés de diorites et de serpentines.

Ces roches éruptives ont imprimé aux roches qu'elles ont traversées des caractères métamorphiques particuliers, qui varient les caractères minéralogiques des terrains schisteux.

Le plateau central semble avoir été exhaussé au-dessus du niveau des mers, dès les premiers temps géologiques, les dépôts siluriens et dévoniens n'y étant représentés que dans quelques dépressions locales du littoral qui existaient dès l'origine. La monotonie des roches granitiques n'est rompue que par les

accumulations et les soulèvements que des éruptions presque continues y ont déterminés.

Au point de vue de la végétation, les terres granitiques présentent des conditions très-diverses, suivant leur altitude et leur inclinaison. Les sommités et les versants rapides sont presque partout dénudés et stériles, les ajoncs et les genêts se maintiennent difficilement sur les pentes.

Sur les versants peu inclinés et sur les plateaux, les débris granitiques forment une sorte de terre de bruyère plus ou moins profonde, sur laquelle se développent les chênes, les hêtres et les châtaigniers. Dans toute la partie méridionale, le châtaignier est un élément essentiel de l'alimentation.

Les terres granitiques exigent de la chaux et de l'engrais ou des jachères très-prolongées; le seigle, le sarrasin et les pommes de terre y sont les cultures dominantes.

Les fonds des vallées présentent des conditions toutes différentes. Les eaux qui glissent sur les déclivités y ont déposé les parties les plus ténues et les plus décomposées, et ces alluvions granitiques, meubles, de composition complexe, forment des prairies de premier ordre et des terres profondes, propres à toutes les cultures.

Un fait est frappant dans les contrées granitiques, c'est qu'autour des centres de population, le sol a pu être amendé et travaillé de manière à présenter presque partout d'excellentes conditions agricoles. Ces contrées ont besoin, plus que toute autre, d'amendements, d'engrais, de manutentions; il leur faut des voies économiques pour apporter la chaux et pour exporter les bois et les foins. Lorsque ces voies sont à la disposition de l'agriculture, toutes les surfaces convenables pour l'établissement des prairies sont promptement aménagées et mises en produit; les terres à seigle et à sarrasin, drainées et chaulées, sont converties en terres à froment; les bois subissent des réductions par les défrichements opérés dans les régions inférieures, mais il se fait des reboisements dans les régions supérieures

dont l'aménagement est amélioré et les produits se maintiennent.

Lorsque la composition des roches permet de joindre les produits de quelques industries à ceux de l'agriculture, la valeur du sol augmente par le développement des consommations; on voit alors les constructions se multiplier, les domaines prendre un caractère d'élégance, et les symptômes de la richesse indiquer une heureuse transformation de ces contrées, naguère désertes et sauvages. Sans parler ici des bassins houillers, nous voyons cette transformation se produire dans tous les districts du Limousin où se trouvent des gîtes de kaolin. L'exploitation et la préparation des kaolins, en partie exportés, en partie mis en œuvre sur place par des fabriques de porcelaine où se sont développés le goût et l'habileté, ont fait affluer les capitaux vers cette contrée; la population s'y est accrue et a cessé d'émigrer pour aller chercher du travail au loin; le travail industriel ou agricole abonde dans le pays même, où il est largement rémunéré.

L'intérêt que présente le plateau central sous le rapport géologique se rattache ainsi à tous les points de vue; nous en parcourrons successivement les diverses contrées, en y cherchant le détail des conditions générales que nous venons d'indiquer; réservant pour un chapitre spécial l'examen des contrées volcaniques où les phénomènes éruptifs ont complétement transformé les conditions du sol granitique, sous le rapport des formes et de la composition.

Le Morvan et le Charollais.

On prétend que le nom celtique de *Morvan* veut dire *montagnes noires,* dénomination souvent employée pour désigner les montagnes couvertes de bois. Tel est, en effet, l'aspect du Morvan, contrée qui du nord au sud s'étend depuis Avallon jusqu'à Toulon, Gueugnon et Bourbon-Lancy, et se trouve comprise entre Clamecy et le canal du Nivernais, et une ligne indiquée

vers l'est par les affleurements des terrains houillers et jurassiques de la côte d'Or et de la côte chalonnaise. Sur toute cette étendue, le sol est accidenté et mouvementé en plateaux et sommets arrondis qui s'élèvent de 600 à 800 mètres d'altitude, et encaissent des vallées à versants assez rapides pour imprimer à la contrée un caractère montagneux très-prononcé. Ce massif est le point de départ de nombreux cours d'eau qui se déversent dans les trois bassins de la Seine, de la Saône et de la Loire, son relief formant une crête de partage ramifiée en plusieurs chaînons.

Les montagnes du Morvan sont tellement semblables de composition, de forme et d'altitude, qu'aucune partie ne s'y détache d'une manière distincte. L'aspect de la contrée ne présente quelque variété que vers les plaines formées par les surfaces houillères et triasiques.

Les plaines plus ou moins ondulées des dépôts houillers, permiens et triasiques, séparent la région montagneuse du Morvan en plusieurs districts. Le plus important est le Morvan proprement dit, dont Château-Chinon est la capitale, et qui se trouve compris entre Avallon, Saulieu et la plaine d'Autun.

Quittant la lisière septentrionale de cette plaine vers Laselle, on s'élève sur les pentes granitiques, où l'on peut déjà constater des dykes de porphyre qui paraissent être les roches soulevantes. Ces porphyres, tantôt euritiques, tantôt quartzifères, ont, en effet, traversé et soulevé le terrain houiller.

On monte ainsi jusqu'à un point culminant, le Sieget, d'où l'on peut observer les ondulations boisées qui caractérisent la contrée. De collines en vallons, toujours montant ou descendant, on traverse Arleuf et Château-Chinon, au delà duquel on arrive aux plaines du Nivernais. Dans toute cette traversée, on a pu observer sur beaucoup de points, les granites à grains fins, les granites porphyroïdes et les porphyres dont le groupement forme ces masses ondulées. Si la continuité des bois sur les versants et les sommités et si les prairies dans les fonds ne mettaient obstacle à l'examen des roches, on pourrait probablement constater que

chaque massif protubérant doit son exhaussement à un ou plusieurs dykes porphyriques.

Les granites à grains fins sont considérés comme les plus anciens, ils sont en effet coupés par les granites porphyroïdes qui, des variétés à grands cristaux de feldspath, avec pâte cristalline de feldspath, quartz et mica, conduisent par des variétés à pâte euritique aux porphyres quartzifères. Ces roches cristallisées forment, avec les gneiss et les schistes, des masses entrelacées dont il est généralement bien difficile de définir les contours et les relations. Ce n'est guère que sur les escarpements des vallées que l'on peut reconnaître les dykes des granites porphyroïdes, traversant les granites à grains fins et leurs gneiss subordonnés, ou les porphyres en filons postérieurs à toutes ces roches cristallines.

La région septentrionale du Morvan est sillonnée par une quantité considérable de filons quartzeux qui traversent indistinctement les granites ou les porphyres. Un certain nombre de ces filons contiennent de la baryte sulfatée, du spath fluor, de la galène et du fer oligiste ; mais sur aucun point les minerais ne se sont trouvés en quantité suffisante pour être exploités. Ces filons ont coupé le terrain houiller, le trias et les arkoses du lias que les exsudations quartzeuses ont souvent soudé et lié aux granites. Aux environs d'Avallon, cette région septentrionale s'abaisse sous forme d'un plateau mamelonné, et s'enfonce sous les dépôts du Lias qui ont subi un mouvement marqué de soulèvement sur toute la lisière granitique.

Au sud de la plaine d'Autun, la région granitique conserve une partie des caractères du Morvan en s'abaissant cependant à des altitudes de 300 à 400 mètres. Ces coteaux de granite entourent le bassin houiller, permien et triasique du Creusot et de Blanzy, ils forment la crête de partage des eaux de la Saône et de la Loire traversée par le canal du Centre.

Les granites et les gneiss dominent dans l'Autunois, mais on y trouve encore, notamment dans les vallées de l'Arroux et du

Mesvrin, des dykes de phorphyre et de pegmatite, des filons et des dykes quartzeux. Avec les pegmatites apparaissent quelques gîtes de kaolin et des minéraux accidentels : les tourmalines et les émeraudes lithoïdes qui caractérisent les granites éruptifs; avec les filons quartzeux, quelques substances métalliques, telles que les uranites de Marmagne, qui se trouvent dans toutes les collections. L'oxyde de chrome des Ecouchets, injecté dans les arkoses avec le quartz qui les soude aux granites, est également un gîte des plus intéressants, sinon par la richesse du minerai, du moins par son étendue.

Bien que le Morvan soit un groupe et non une chaîne de montagnes, il présente une crête de partage, de Saulieu au mont Beuvray. Les sommités atteignent 800 et 900 mètres d'altitude (mont Brenet, 804 mètres; pic des Bois, 902 mètres; mont Beuvray, 814 mètres); les cols se maintenant à plus de 600 mètres (col des Pasquelins, 680 mètres). Cette crête, qui sépare les eaux de l'Yonne des eaux de l'Arroux, est le point de départ de nombreux cours d'eau groupés en deux faisceaux distincts.

Le faisceau de l'Yonne se compose principalement : de l'Yonne, qui prend sa source au pied du Beuvray, à 10 kilomètres en amont du pont Charreau sous Château-Chinon; des affluents torrentiels de Chalaux et de la Cure. Ces cours d'eau, profondément encaissés par les roches granitiques, sont ceux dont les alluvions anciennes, mêlées à celles de la Seine, y ont introduit des granites dont on retrouve les galets et les blocs sur un grand nombre de points des environs de Paris; ils prennent en général naissance sur des fonds assez larges où les eaux se rassemblent en étangs. Grâce à cette disposition, on a pu établir aux Settons, vers les sources de la Cure, un barrage de 270 mètres de longueur et de 20 mètres de hauteur qui détermine sur 400 hectares une retenue de 22 millions de mètres cubes. Ce vaste réservoir, qui alimente à la fois le flottage des rivières et la navigation des canaux, est un des plus beaux travaux nouvellement créés pour l'aménagement des eaux.

Sur le versant opposé se trouve le second faisceau de cours d'eau, parmi lesquels ceux des vallées de la Canche et de Verrières ont une certaine réputation parmi les touristes; leurs eaux sont déversées vers la plaine d'Autun, dans la vallée de l'Arroux.

L'Arroux, dont le bassin de réception se trouve vers Saulieu et Arnay-le-Duc, est une des vallées les plus intéressantes, au point de vue géologique. Des versants granitiques qui forment le bassin de réception supérieur, cette rivière traverse la région des porphyres, puis le bassin houiller d'Autun; elle coupe ensuite l'arête granitique qui encaisse le bassin du Creusot et pénètre dans ce bassin par la jolie ville de Toulon; de Gueugnon, elle descend dans la vallée de la Loire, en côtoyant les rivages granitiques qui limitent et dominent le lias.

En s'abaissant vers le sud, le Morvan perd son caractère montagneux et se modifie sous tous les rapports. Les larges vallées, les plaines et les prairies déterminent d'autres cultures et d'autres habitudes. La sylviculture en pays de montagnes a développé dans le Morvan les bœufs de transport de race rouge, dite *morvandelle;* à Toulon-sur-Arroux, on voit lui succéder la race blanche, dite *charollaise,* dont l'élevage est devenu une grande industrie. Les bois disparaissent peu à peu, à mesure que l'on se rapproche de Charolles et de Paray; le chaulage y a transformé les terres et la culture du froment remplace celle des seigles de la montagne. Les transports par chevaux sont substitués aux transports par bœufs, dont le travail est réservé à la charrue; aux villages isolés et agrestes succèdent des petites villes rapprochées, dans l'intérieur desquelles tout atteste les relations du commerce et les tendances industrielles par les sucreries et les distilleries. Le sol reste pourtant granitique, mais les houilles de Blanzy et les calcaires de Genelard sont proches, la population est devenue plus dense à mesure que s'amoindrissaient les bois et les landes en jachère, la main-d'œuvre ne fait plus défaut à la culture.

Et puis, il faut le dire, la grande industrie est venue seconder singulièrement ce mouvement naturel. Les industries minières et

métallurgiques versent annuellement dans le pays 25 ou 30 millions de salaires qui vont en grande partie à l'agriculture. La population industrielle paye, en effet, largement ses consommations, et pour les cultivateurs ces consommations directes sont bien plus favorables que celles qui nécessitent des transports lointains. Ceux qui ont vu les vallées de l'Arroux, de la Dheune et de la Bourbince il y a quarante ans, les trouveront aujourd'hui bien transformées. Les centres industriels du Creusot, de Montceau-les-Mines, de Montchanin, etc., ont tellement surexcité les productions agricoles et l'élevage, qu'on voit sur les plateaux des prairies artificielles alimentées par des machines à vapeur; la culture du seigle a disparu pour faire place à celle du froment et des racines. La chaux et les engrais ont développé la richesse sur des terres autrefois délaissées, et décuplé le prix des héritages.

Ajoutons que la prospérité du Charollais résulte de la superposition du lias et des dépôts jurassiques dont l'entrelacement avec les coteaux granitiques fournit tous les moyens d'amendements propres à modifier les conditions agricoles.

Les chemins de fer ont à peine pénétré dans le Morvan, où la population conserve les caractères spéciaux que lui ont imprimés la lenteur des voies de communications, la prédominance des bois et les difficultés de la culture. Cependant, si l'on mène une ligne droite de Paris à Lyon, cette ligne passerait par Château-Chinon, condition qui doit déterminer dans l'avenir la construction d'une voie ferrée pénétrant jusque vers les sources de l'Yonne, traversant la crête de partage, se dirigeant vers le Creusot et le Charollais pour atteindre la vallée de la Saône.

Chaînes du Beaujolais, du mont d'Or lyonnais, du Pilat et du Forez.

Sous la latitude de Mâcon, les terrains granitiques se relèvent et prennent l'aspect d'une véritable chaîne qui encaisse d'un côté la Saône, puis ensuite le Rhône jusqu'à Valence; de l'autre côté la Loire.

Les montagnes du Beaujolais qui déterminent les premiers traits de ce relèvement du sol granitique présentent déjà une certaine amplitude et s'élèvent vers Beaujeu à une altitude de 1 012 mètres (signal de Saint-Rigaud) et à 973 mètres (Roche-d'Ajoux). Le Pilat atteint 1 433 mètres, et le Mezenc, qui forme le point culminant, est à la cote de 1 754 mètres; mais le Mezenc est une roche volcanique surajoutée et pour avoir l'élévation probable du granite sur ce point, il faut réduire cette cote de 400 mètres au moins.

Les montagnes du Beaujolais sont composées de roches schisteuses, de granites et de porphyres, dont les entrelacements et les contacts généralement dressés jusqu'à la verticale affectent les dispositions les plus variées. Elles forment avec celles du Lyonnais un ensemble qui a été l'objet de longues études de la part de MM. Rozet et Fournet. Ce dernier y a signalé le croisement de plusieurs directions dont la dépression de l'Arbresle paraît le point de jonction. « On voit, disait-il, s'avancer du nord au sud les deux chaînons du Beaujolais de la haute Azergues, dont le principal va croiser à Pin-Bouchain la chaîne nord-ouest, du Boucivre (altitude, 110 mètres) qui, partant du défilé de Roanne, comprend la cime du Pellorat (860 mètres), celle d'Ajoux (817 mètres) et se termine vers Saint-Bel. Une troisième chaîne, celle de l'Iseron, orientée nord-nord-est, se détache du groupe de Riverie au nord de Saint-Chamond, près des sources de la Coize, et se plaçant perpendiculairement à l'arête du Boucivre, vient se terminer vers l'Arbresle. Ces divers axes laissent entre leurs derniers versants des intervalles assez larges, de telle sorte qu'il en résulte un vaste cirque dans l'intérieur duquel se trouvent Tarare, l'Arbresle, Sain-Bel et Chessy; les trois vallées de l'Azergues, de la Brevenne et de la Turdine, y réunissent leurs eaux qui se dirigent vers la Saône.

Cette disposition a donné une grande importance géologique aux environs de Tarare, où l'on peut étudier mieux que sur tout autre point : 1° les porphyres ; 2° les terrains qu'ils ont traversés

et soulevés; 3° les phénomènes métamorphiques qui en sont résultés.

Les porphyres quartzifères sont généralement rouges ou bruns; accidentellement ils passent au vert. Leur caractère éruptif est indiqué par leur composition, leur texture et leur forme; près de Beaujeu, par exemple, un beau dyke de porphyre à grands cristaux résume ces caractères. Ces dykes et filons pénètrent les schistes et, suivant l'observation de Dufrénoy, se soudent à leurs massifs, dans des conditions de pénétration qui rendent souvent difficile de distinguer où commence le porphyre et où finit le schiste en contact.

Les terrains traversés et soulevés sont en partie dévoniens, notamment de Regny à Thisy, où ils sont composés de poudingues et de grès contenant des couches d'anthracite, système qui est surmonté par des calcaires gris-bleuâtres et des calcaires bitumineux contenant des encrines, des productus, des euomphales, des bellérophons, alternant avec des schistes. Ce sont les mêmes terrains dévoniens qui, obéissant à un soulèvement est-ouest déterminé par les éruptions porphyriques, se retrouvent dans la chaîne du Forez et traversent la vallée de la Loire au-dessus de Roanne, en y formant les accidents transversaux que ce fleuve traverse par un défilé sinueux et profondément encaissé. Ce terrain est le trait d'union qui réunit la chaîne du Forez à celle de Tarare.

Les roches dévoniennes se distinguent toujours assez bien des porphyres qui les traversent, et les réactions de contact ne s'y prolongent pas bien loin. Il en est tout autrement des schistes siluriens qui deviennent feldspathiques et cristallins sur des épaisseurs et sur des étendues considérables. On donne dans le pays les noms de *roches cornéennes,* soit *cornes* vertes ou rouges, à des roches schisteuses, compactes, feldspathiques, d'une ténacité exceptionnelle.

Les porphyres contiennent souvent, dit Dufrénoy, un grand nombre de fragments de schistes de transition, et dans ce cas, leur couleur change presque toujours: du rouge, qui est leur

couleur habituelle, ils passent au brun et au vert. Ce changement brusque conduit à penser que les porphyres verts sont des roches mixtes, formées par la fusion, et une sorte de dissolution des schistes dans les porphyres rouges; quant aux roches dites *de corne*, ce seraient des schistes feldspathisés et à demi fondus.

Les tranchées et les tunnels exécutés pour le passage du chemin de fer, ont été l'occasion d'observations nouvelles qui ont confirmé ces appréciations de Dufrénoy. Le métamorphisme a transformé les masses de grès et de schistes du terrain dévonien. et leur a imprimé des caractères tellement généraux, que ces réactions ne peuvent être attribuées à de simples contacts. Il a fallu que, pendant un temps prolongé, la chaleur et les émanations souterraines aient exercé leur action sur des étendues considérables. C'est ainsi que, des formations d'une énorme épaisseur ont pu être tellement modifiées et transformées, qu'il a fallu de longues observations pour les reconnaître.

Les gîtes métallifères que l'on trouve sur beaucoup de points dans les plans de stratification et clivages des terrains redressés, dans les filons-fentes à gangues quartzeuses ou barytiques, sont des épisodes spéciaux des actions métamorphiques.

Ainsi les gîtes pyriteux de Saint-Bel, en amas lenticulaires, en veines réticulées, en rognons, de toutes dimensions, insérés dans les stratifications redressées; les gîtes cuprifères de Chessy interstratifiés au contact du trias; les gîtes manganésifères et barytiques de Romanèche au contact des granites, sont, comme les filons plombifères de Beaujeu, Nozières, etc., les résultats d'émanations qui ont suivi les éruptions porphyriques.

Le *mont d'Or lyonnais* est un soulèvement granitique à travers le trias et les dépôts jurassiques. Il s'élève au nord de Lyon, obligeant la Saône à un contour prononcé et déterminant une perturbation remarquable de son thalweg. A partir de cette rencontre, le cours de la Saône, jusqu'alors assez lent, devient en effet plus rapide; c'est le passage que les bateliers désignent

sous la dénomination de *Quart*, passage que les bateaux à vapeur ont peine à remonter.

Les sommités du mont d'Or lyonnais s'élèvent à plus de 600 mètres, soit environ 450 mètres au-dessus des plaines d'Anse et de Villefranche (le sommet du mont Verdun atteint 625 mètres). Ces sommités sont composées d'un calcaire jurassique, jaune, à entroques surmontant le lias représenté par des marnes, superposées à des calcaires à bélemnites, par un calcaire à gryphées et une petite couche à avicula contorta. Cet ensemble repose sur des marnes irisées et le muschelkalk. Mais ces terrains ne constituent qu'une applique fortement disloquée, superposée à des micaschistes et des gneiss traversés par des masses granitiques, qui sont les roches soulevantes.

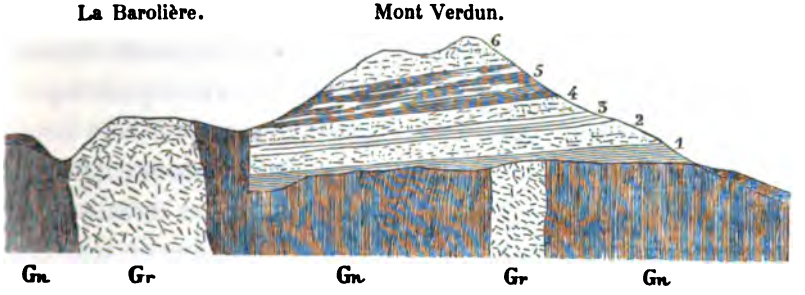


Fig. 1. — COUPE DU MONT D'OR LYONNAIS.

La coupe (fig. 1) indique la disposition des gneiss (*Gn*), des granites (*Gr*) et de la série secondaire, comprenant : (1) le muschelkalk, (2) les marnes irisées, (3) l'infralias, (4) le calcaire à gryphées, (5) les marnes et les calcaires à bélemnites du lias, (6) le calcaire jurassique, jaune, à entroques.

La carte géologique et les coupes de MM. Falsan et Locard ont spécifié les dispositions relatives de ces divers éléments et mis en évidence le fait du soulèvement.

Le trait le plus intéressant du mont d'Or lyonnais est le caractère éruptif des granites qui ont traversé et soulevé la masse des gneiss, percé au jour sur une vaste surface à la Barolière, brisé l'ensemble superposé des roches secondaires, soulevé à 400 mètres au-dessus des strates jurassiques, qui dans la plaine

sont restées à la cote de 195. Les positions relatives des masses, les inclinaisons des strates, les failles qui les coupent et en séparent les diverses parties, tout cela est indiqué par la coupe, et exprimé sur le terrain d'une manière saisissante.

Quant aux granites éruptifs, les variétés grenues, porphyroïdes, les pegmatites avec tourmalines et émeraudes lithoïdes reproduisent toutes les variétés et associations minéralogiques que l'on trouve sur beaucoup de points du plateau central. Des filons quartzeux, des exsudations siliceuses, jaspoïdes, qui ont pénétré les gneiss, quelques filons métallifères complètent les caractères éruptifs de cette région et son assimilation aux masses analogues du Morvan, de l'entre Saône et Loire du côté du nord, et du mont Pilat, qui au sud de Lyon est le point culminant de la crête d'entre Rhône et Loire.

Le mont d'Or lyonnais n'est en réalité que la pointe du massif schisteux et granitique qui constitue le sol du département du Rhône et qui, plus au sud, forme l'encaissement du bassin houiller de Rive-de-Gier et Saint-Étienne. Ce qui lui donne un intérêt tout spécial, c'est le contact des granites avec les terrains jurassiques, qui permet d'apprécier l'époque géologique de leur éruption et des soulèvements qui en ont été la conséquence; tandis que vers le sud on ne trouve, au contact des granites et des masses schisteuses soulevées, que des terrains quaternaires et alluviens, dont les couches horizontales ont été sillonnées par les érosions des cours d'eau actuels.

Le *mont Pilat,* qui est au sud de Lyon le trait le plus saillant de la crête de partage d'entre Rhône et Loire, atteint une altitude de 1 433 mètres.

C'est une masse granitique dont la base est enveloppée de roches schisteuses dans un état métamorphique très-prononcé. Cette masse, en soulevant tous les terrains environnants, a soulevé et comprimé le bassin houiller de la Loire. Entre Terrenoire et Rive-de-Gier, on peut constater les effets de ce redressement et de ces pressions sur les couches de houille souvent verticales.

broyées et laminées à tel point, qu'il a été jusqu'à présent impossible d'en suivre la continuité.

Le mont Pilat est l'objectif de tous les ingénieurs qui vont à Saint-Etienne, et son ascension est en effet intéressante au double point de vue du touriste et du géologue. Les forêts qui en couronnent les cimes et le magnifique panorama qui s'y présente sont d'ailleurs des attractions plus réelles que les gneiss et les granites, qui n'y offrent rien de bien particulier. On y voit cependant avec intérêt les granites des sommités d'un rose vif, tantôt un peu porphyroïdes, tantôt presque exclusivement feldspathiques et s'égrenant en clivages faciles. Les dendrites d'oxydes de fer et de manganèse qui se trouvent dans les fentes, les grenats des roches schisteuses en contact, sont les trophées ordinaires de cette excursion pendant laquelle on n'a pu se dispenser de traiter la question habituelle. Ces granites des sommités sont-ils sortis à l'état pâteux à travers les roches schisteuses? ou bien nous représentent-ils des masses solides poussées, de bas en haut, à travers les gneiss soulevés et fracturés?

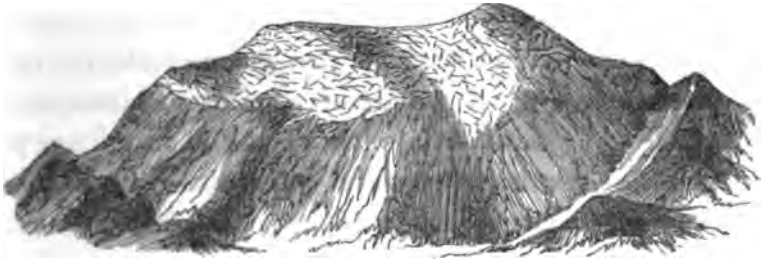


Fig. 2. — LES CIMES GRANITIQUES ENVELOPPÉES DE GNEISS ET DE SCHISTES CRISTALLINS.

Telles sont, en effet, les questions toujours posées en présence de ces grandes masses granitiques dont les sommités présentent les granites cristallisés et porphyroïdes, c'est-à-dire avec les caractères éruptifs les plus prononcés et dont les versants sont formés par des gneiss et des schistes métamorphiques superposés. A mesure qu'on s'éloigne des granites, les schistes sont moins cristallins et mieux stratifiés; à la base se trouvent les phyllades et les schistes argileux, dont les stratifications, redres-

sées dans le sens du mouvement, forment des contre-forts plus ou moins ramifiés.

Les discussions sur ce sujet pourront durer encore bien longtemps, car la chaîne du Pilat ne résulte probablement pas d'un fait unique d'éruption et de soulèvement. Le massif de gneiss figuré sur la carte géologique autour du bassin houiller de la Loire était exhaussé à l'époque houillère, et sa surface présentait déjà de grandes inégalités. Des sommités granitiques avaient dès cette époque surgi à travers les schistes, déjà sillonnés de dykes quartzeux ; il existait même des dykes et des filons de porphyres. Dans les brèches inférieures du terrain houiller et dans les poudingues mosaïques de la base, on trouve en effet tous ces éléments : granites, quartz des filons, gneiss, schistes micacés et phyllades ; enfin, porphyres rouges et verdâtres en fragments anguleux ou roulés.

Les variétés de granites qui se trouvent dans le Lyonnais et le Vivarais dérivent probablement de phénomènes successifs ; il y existe des granites syénites probablement plus récents que les granites micacés, des porphyres granitoïdes, et toute une série de porphyres et d'eurites.

A ces phénomènes se rattache la plus grande partie des éruptions quartzeuses qui ont pénétré les terrains métamorphiques et y forment une multitude de veines et de filons qui sur plusieurs points se réunissent en dykes puissants. A Rochetaillée, une masse énorme de quartz jaspoïde et agatisé s'élève au-dessus du sol environnant ; elle est au centre d'un groupe rayonnant de veines dénudées qui semblent les racines de ce dyke puissant. Si ce dyke était composé de porphyre ou de basalte, on en comprendrait les formes éruptives ; elles sont telles, qu'il faut bien admettre que des exsudations quartzeuses ont pu ainsi être produites par les actions souterraines. La colline de Saint-Priest, au milieu du bassin houiller de la Loire, est une expression différente des mêmes phénomènes. C'est un centre d'éruptions quartzeuses qui ont pénétré les roches houillères.

L'ensemble de tout le terrain métamorphique de cette région,

de Lyon à Annonay, présente le caractère d'intrusions quartzeuses sous toutes les formes : filons, veines, veinules, rognons isolés, déterminant une structure amygdaline. On y observe également des phénomènes nombreux de rubéfaction et d'intrusions ferrugineuses.

Les granites s'étendent au sud et encaissent la rive droite du Rhône jusqu'à la latitude de Privas, interrompus seulement vis-à-vis de Valence par la montagne de Crussol, premier lambeau jurassique dont les couches, fortement redressées, annoncent la reprise de la lisière jurassique autour du plateau central. Les granites moutonnés et ravinés du Vivarais et du Velay n'ont pas de formes bien accusées, du moins ces formes, qui pouvaient, à l'origine, indiquer des centres de soulèvement, ont été masquées par les trouées volcaniques qui les ont traversées sur une multitude de points, et par les laves et les scories qui couvrent les surfaces les plus élevées.

Si les masses volcaniques qui constituent les sommités du Velay et du Vivarais étaient supprimées, on se trouverait en présence d'un vaste plateau presque exclusivement granitique, dont la source de la Loire indiquerait la région la plus élevée, et qui de ce point s'abaisserait dans tous les sens.

Le trait le plus remarquable de ce plateau est l'escarpement brusque qui sépare le haut et le bas Vivarais. Après avoir traversé les vallées du Béage et de Sainte-Eulalie, en se dirigeant du Puy vers Montpezat, on arrive sur le bord granitique du plateau, relevé au-dessus des granites du bas Vivarais par un escarpement de plus de 400 mètres. Il y a là une ligne de fracture et de soulèvement qui forme une crête de partage et détermine un versant nord, peu incliné, servant de premier bassin de réception des eaux de la Loire, et un versant sud, abrupt et montagneux, dont les eaux se dirigent vers l'Ardèche et le Rhône.

Du haut des escarpements du Pal, qui dominent Montpezat, on distingue le rideau sinueux des montagnes granitiques qui se prolongent suivant la cassure du soulèvement et se relient aux

crêtes du Tanargue. A ses pieds, l'observateur voit encore des montagnes granitiques d'un ordre inférieur qui se prolongent jusqu'au Rhône; il distingue dans les plis qui séparent ces montagnes, les volcans du bas Vivarais, dont les laves semblent encore disputer aux eaux les thalwegs des vallées.

Cette vue est un des plus beaux spectacles géologiques que présente le plateau central. La partie nord du bassin de l'Ardèche reçoit directement toutes les eaux pluviales qui tombent sur les pentes fortement inclinées de ces relèvements granitiques, dont les thalwegs, dirigés perpendiculairement à l'Ardèche, déversent immédiatement les eaux que les orages y concentrent. Que l'on examine cette disposition sur une carte hydrographique, et l'on comprendra pourquoi l'Ardèche éprouve des crues si rapides dont les actions sont plus énergiques que celles de toutes nos autres rivières. Lorsqu'en effet les vents du sud poussent les nuages dans ce golfe granitique, les crêtes, de 800 à 900 mètres d'altitude, arrêtent leur marche et ces nuages déversent des masses d'eau qui ont atteint jusqu'à $0^m,79$ de hauteur en vingt-quatre heures. L'Ardèche, dont le débit à l'étiage est de 5 mètres, passe à un débit de 7000, c'est-à-dire 1400 fois plus grand et égal à la moitié du débit du Rhône pendant ses crues. Ces masses d'eau passent rapidement sur les thalwegs granitiques imperméables; elles y ont produit et y produisent encore des érosions profondes.

Depuis sa source jusqu'au delà du défilé de Chamalières, la Loire coule entre les roches volcaniques, et bien qu'aux environs du Puy les vallées présentent de nombreux escarpements granitiques, la contrée a pris des caractères tout différents. Au delà, et jusqu'aux plaines tertiaires de Montbrison, on retrouve les granites habituels du Vivarais et du Velay. Les montagnes de la rive gauche prennent bientôt un aspect plus accidenté et plus élevé; c'est la chaîne du Forez.

La *chaîne du Forez*, dirigée nord-sud, sépare la Loire de l'Allier; elle est granitique jusqu'à la latitude de Boen, où les por-

phyres se mêlent aux granites; ces porphyres les accompagnent jusqu'au bassin houiller de Bert, qui marque l'extrémité de la chaîne.

Les lignes hydrographiques indiquent ici la multiplicité des crêtes en saillie et leurs contournements. Entre l'Allier et la Loire, la plus élevée des crêtes est celle qui borde la rive droite de la Dore, dont le sommet atteint à Pierre-sur-Haute l'altitude de 1634 mètres. Cette chaîne, dont le versant principal encaisse le magnifique bassin d'Ambert, forme un rideau soutenu qui, par son amplitude, rappelle certains versants des Alpes. La Dore coule au Nord pour aller joindre l'Allier; le versant opposé encaisse l'Ance, qui de sa source jusqu'à Monistrol, c'est-à-dire sur 20 lieues de longueur, coule vers le sud par un thalweg inverse.

La *chaîne de Pierre-sur-Haute*, qui sépare ces thalwegs, présente vers les sommets des granites micacés et des protogines; la base est schisteuse. L'amplitude de cette base et l'altitude des sommités semblent indiquer un soulèvement spécial.

Le massif compris entre la Dore et l'Allier est formé des mêmes roches disposées en plateau montagneux. On y a constaté l'existence d'un grand nombre de filons quartzeux dont quelques-uns (Saint-Amand, Olliergues, Esteil, Labrugère) contiennent de la galène argentifère.

L'encaissement du bassin tertiaire de l'Allier vers Brioude, Brassac, Thiers, etc., est formé par un abaissement rapide du sol granitique, dont les crêtes coupées par les cours d'eau transversaux présentent des escarpements crénelés d'un effet remarquable.

Toutes les sommités de cette partie du plateau ne sont pas exclusivement formées par les granites ; les basaltes y ont percé en plusieurs points et le suc d'Esteil, que son profil aigu distingue des autres, leur doit sa surélévation.

Lorsqu'on parcourt les hauts plateaux de Saint-Germain-l'Herme, de la Chaise-Dieu, etc., la contrée est assez monotone. Ce sont partout les mêmes formes mamelonnées, les mêmes terres couvertes de bois ou de landes; quelques prairies dans les fonds varient seules les aspects; l'âpreté du climat, qui résulte de l'al-

titude, réagit sur toute la contrée. Aussi, quelle satisfaction n'éprouve-t-on pas lorsque, après ces excursions sur les hauts plateaux, on arrive sur les versants qui dominent les vallées tertiaires de la Dore ou de l'Allier, et que l'on aperçoit les riches territoires de la Limagne ou des environs d'Ambert, oasis dont la fertilité contraste avec les tristesses des landes granitiques!

La région porphyrique qui, sur la rive gauche de la Loire, forme à partir de Boen une large zone, reproduit les caractères des porphyres et des roches métamorphiques de la rive droite. On y retrouve aussi la zone dévonienne avec ses calcaires carbonifères et ses couches d'anthracite exploitées à Bully et Fragny.

Cette zone dévonienne, dirigée de l'Est à l'Ouest, a dû être déposée sur les fonds d'un golfe ouvert dans le littoral du plateau granitique, sorte de mer intérieure dont la carte géologique indique les contours; ces dépôts, d'abord exhaussés par des soulèvements probablement granitiques, ont ensuite été sillonnés et, en quelque sorte, hachés par les éruptions des porphyres.

Les Cévennes et la Lozère.

Sous la dénomination de *Cévennes*, dont l'étymologie est *montagnes*, on comprend une vaste contrée dont les masses culminantes sont formées par trois groupes de montagnes granitiques. Le massif principal est celui de la Lozère, qui se lie au groupe de l'Aigoual vers le Gard et aux diverses chaînes du Vivarais jusqu'à celle du Tanargue, qui domine le bassin de l'Ardèche.

Ces trois massifs granitiques, parallèles entre eux, suivent une direction est-ouest, très-remarquée par tous les géologues, car elle coupe la direction de l'ensemble qui est nord 40 degrés est, et semble ainsi une anomalie dans la direction générale nord-sud des chaînes du Beaujolais, du Forez, de la Margeride, etc., direction qui domine dans la plus grande partie du plateau central. Elle ne concorde pas non plus avec les soulèvements qui ont accidenté les terrains triasiques et jurassiques sur le littoral du plateau, de telle sorte qu'il est à supposer, confor-

mément aux conclusions de M. Emilien Dumas, l'auteur de la *Carte géologique du Gard*, que l'apparition de ces trois massifs granitiques est antérieure aux mouvements qui ont affecté les terrains secondaires.

Les granites qui constituent les masses culminantes ont, dit M. Emilien Dumas, tous les caractères de granites éruptifs. Ils sont composés de feldspath blanc-jaunâtre, de quartz gris amorphe et de mica noir, enchevêtrés en mélange intime, et contiennent de grands cristaux de feldspath qui leur donnent le caractère porphyroïde. Ces granites ont traversé les schistes talqueux soulevés autour d'eux, les deux roches restant bien distinctes l'une de l'autre, et l'on voit, sur beaucoup de points, des fragments plus ou moins volumineux de schistes empâtés dans le granite. Vers le sommet de l'Aigoual, les granites surplombent et semblent se déverser sur les schistes.

Un fait plus général confirme l'origine éruptive attribuée à ces granites, c'est leur liaison intime avec des filons de porphyres granitoïdes et d'eurites qui se détachent de leurs masses et sont injectés dans les schistes. Cette liaison est telle, que les conditions variables du refroidissement semblent être les seules causes auxquelles on puisse attribuer les modifications de texture de ces diverses roches dont la composition est identique.

La roche la plus répandue des hautes Cévennes est le schiste talqueux.

Les schistes talqueux, d'aspect métamorphique, à stratifications ondulées, passant tantôt au gneiss, tantôt au quartzite talqueux, ont tous les caractères des schistes les plus anciens. Le mica y est peu répandu, bien qu'ils soient partout superposés à des granites micacés qui les ont soulevés et traversés en une multitude de points. Leur puissance est telle, qu'elle a été évaluée à 3 000 ou 4 000 mètres.

Ces schistes ont été soulevés à des hauteurs considérables, soit par les granites de la Lozère, soit par les masses analogues de l'Aigoual dans le Gard. La coupe ci-après, faite par M. Emilien Dumas, de l'Aigoual dont l'altitude est de 1 568 mètres, au Mon-

tals, qui atteint 1 422 mètres, montre ces deux sommités granitiques enclavant les schistes talqueux qui forment la crête et le col de l'Esperou.

La vallée de Valleraugue, dominée par ces masses, tombe à l'altitude de 356 mètres.

Fig. 3. — COUPE DE L'AIGOUAL AU MONTALS (CÉVENNES).

Du côté du Montals, le versant suit l'inclinaison des schistes, les pentes sont lisses et l'on marche sur les mêmes couches ; mais du côté de l'Aigoual, on traverse en gravissant les *crêtes* de toutes les couches inclinées à contre-pente. Ces crêtes mettent en évidence la succession des schistes talqueux, parmi lesquels on trouve des calcaires interstratifiés.

Les calcaires cristallins, un peu talqueux, sont eux-mêmes dans un état métamorphique des plus prononcés ; il en existe un banc de 50 mètres de puissance exploité comme pierre à chaux. Quelques géologues ont considéré ces bancs comme des filons concordants, postérieurs aux schistes.

Le terrain schisteux est sillonné de filons plus ou moins métallifères, la plupart à gangue quartzeuse, quelques-uns à gangue spathique. Un de ces filons, de Fons à Cabrillac, dans la Lozère, est visible sur 2 kilomètres d'affleurement et contient, dans une gangue quartzeuse, de la blende, de la galène et du plomb carbonaté.

Le *mont Lozère* (1 676 mètres) est le point culminant des ter-

rains granitiques et schisteux dont l'ensemble forme jusqu'au Vigan un cap saillant, dans la bordure des terrains secondaires qu'il semble refouler vers le sud.

La direction nord-sud de ce cap est accusée sur 40 kilomètres de longueur par la chaîne de la Margeride, dont les crêtes s'élèvent à 1 200 et 1 365 mètres; tandis que les crêtes de la Lozère se rattachent à peu près aux accidents est-ouest qui se terminent par les montagnes de l'Aigoual et sur beaucoup de points se croisent avec les accidents dominants nord-sud.

Ces crêtes montagneuses s'enchevêtrent et encaissent les vallées divergentes de l'Allier, du Lot, du Tarn, du Tarnon, de la Memente, du Gardon, du Luech. Les crêtes schisteuses qui réunissent le mont Lozère au massif granitique de l'Aigoual et des Cévennes (de Meyrueis à Saint-Jean du Gard), complètent la ligne de partage des eaux des versants de l'Océan et de la Méditerranée en séparant le bassin de réception du Tarn de celui du Gardon.

En suivant ces lignes de partage, lignes des plus complexes, on voit que les granites jouent un rôle important dans leurs ramifications. La masse culminante du mont Lozère est granitique, ainsi que les crêtes des Cévennes; mais suivant toute probabilité, ces saillies granitiques existaient avant les soulèvements qui ont fixé les limites actuelles des bassins hydrographiques. Il est évident en effet qu'à l'époque tertiaire, la Méditerranée était réunie à l'Océan et que la ligne dorsale qui les sépare aujourd'hui et qui est traversée vers Carcassonne et Castelnaudary par le canal du Midi, est une conséquence éloignée des soulèvements produits dans les hauts pays des Cévennes, postérieurement aux dépôts tertiaires. Dans ces hauts pays qui, pendant toute la série des périodes géologiques, ont subi des mouvements, les granites ont été dès le principe les masses culminantes et le mont Lozère surtout est resté l'accident le plus caractéristique de la contrée.

Vu du Peyreyrol, à l'extrémité du bassin houiller du Gard et à 520 mètres d'altitude, le mont Lozère se présente sous la forme

d'une arête culminante dont les versants ravinés montrent la composition exclusivement granitique et schisteuse. On y distingue deux variétés de granites : un granite à grains fins qui constitue principalement les versants de l'ouest et qui est considéré comme le plus ancien ; un granite porphyroïde qui représente la roche éruptive et constitue les trois quarts de la masse ; suivant la locution classique, la base de ces masses granitiques est recouverte d'un manteau de roches schisteuses cristallines, dont les stratifications suivent toutes les ondulations de la masse éruptive. Il en est de même pour les masses granitiques de l'Aigoual et des Cévennes. Sur les schistes de transition, schistes en général moins cristallins à mesure qu'on s'éloigne des granites, les dépôts houillers ainsi que ceux du trias, profondément accidentés et très-comprimés, ont subi les mêmes mouvements d'exhaussement.

Des filons de granites-pegmatites et de quartz sillonnent en plusieurs points la base de la Lozère et les masses schisteuses qui s'étendent entre cette montagne et celles de l'Aigoual et des Cévennes ; on voit aussi affleurer un grand nombre de filons d'une roche trappéenne, gris noirâtre, à pâte micacée (fraidonite), qui est un silicate d'alumine, de magnésie et d'oxyde de fer.

A ces témoignages d'une action souterraine continue, il faut ajouter un grand nombre de filons métallifères. Ces filons, comme ceux des districts métallifères classiques, forment plusieurs groupes, distincts par leur direction et par leur composition ; leurs formations successives attestant les réactions prolongées de l'intérieur vers la surface. Ces groupes sont au nombre de trois :

Premier groupe : de Chamborigaud à Vialas et Florac, traversant les schistes ou les granites, suivant la base méridionale du mont Lozère. Minerais : galène à grains fins, très-argentifère ; pyrite de fer. Gangues : quartz ; sulfate de baryte ; débris schisteux des épontes. Direction ouest, 5 à 10 degrés nord.

Deuxième groupe : développé sur le versant nord du mont Lozère, dans les schistes de la base et quelquefois dans les gra-

nites, de Villefort à Bleymard et Bagnols, se retrouve au sud autour de Meyrueis. Minerais : galène à grandes facettes, pauvre en argent; pyrite cuivreuse, blende; oxyde et manganèse. Gangues barytiques dominant les gangues quartzeuses. Leur direction coupe la précédente sous des angles très-aigus (ouest, 25 à 35 degrés nord).

Les filons de ce groupe prolongés vers Meyrueis pénètrent dans le lias et les marnes supra-liasiques.

Troisième groupe : les filons d'antimoine sulfuré à gangue quartzeuse se trouvent dans les schistes compris entre les granites de la Lozère et ceux de Saint-Jean du Gard ; ils suivent principalement la ligne de Saint-Jean au Collet, dont la direction du nord-nord-est au sud-sud-ouest est caractéristique. Cette direction concorde avec celle du promontoire schisteux qui sépare le bassin houiller de Portes du bassin de la Cèze.

Cette direction est également celle des nombreux filons trappéens de la roche dite *fraidonite*, qui sillonnent le même champ de fractures.

On manque d'éléments pour établir l'âge et la succession géologique de ces trois groupes de filons ; mais il est évident que les trois lignes de fractures dans lesquelles ils ont été formés, concordent avec une longue période d'éruptions. Ces fractures ont dû commencer avec les granites porphyroïdes dont elles ont suivi la direction et se continuer jusqu'aux roches trappéennes et aux soulèvements qui en ont été la conséquence, leur direction se conformant à celle des nouvelles lignes d'éruptions presque perpendiculaires aux précédentes.

Cette série de phénomènes d'éruptions, de soulèvements et de fractures se rapporte donc, suivant toute probabilité, à une très-longue période; ce sont les croisements des masses successivement soulevées qui ont déterminé les arêtes complexes des lignes de faîte où tant de cours d'eau importants prennent leur source.

Si maintenant nous jetons un coup d'œil sur la zone centrale du plateau, nous voyons que la ligne la plus marquée est celle de

l'Allier. La région qui forme son encaissement occidental s'élève assez brusquement au-dessus de la vallée, une grande partie de cette région se trouvant masquée par les masses volcaniques superposées du Cantal, des monts Dores et de la chaîne des Puys qui se succèdent suivant une direction générale nord-sud, parallèle à l'escarpement qui borde la rive gauche.

Dans toutes les parties restées à découvert et sur les escarpements des vallées profondes, les terrains granitiques et schisteux conservent leurs caractères habituels, que l'on peut mieux apprécier sur les surfaces extrêmes, restées à découvert. Entre l'Allier et le Cher, le plateau présente une composition qui persiste jusqu'aux limites occidentales. M. Boulanger en a décrit les roches dans son travail sur le département.

Le granite, le gneiss et le micaschiste sont les roches principales qui constituent le sol dont la surface est accidentée par une série de roches éruptives qui se sont succédé dans l'ordre suivant : les granites porphyroïdes ; les pegmatites et les porphyres quartzifères ; les diorites et les serpentines. Quelques filons et dykes sporadiques de basalte rappellent le voisinage des terrains volcaniques de l'Auvergne.

Les granites porphyroïdes traversent les terrains de granite, gneiss et micaschistes, sous formes de masses montagneuses ; les surfaces qu'ils constituent se distinguent en ce que le sol y est couvert de gros blocs dispersés ou entassés. Ces blocs résultent de la tendance de ces granites à s'exfolier et se déliter, de manière à ne laisser que les noyaux les plus solides à la surface ; le reste formant des arènes qui sont entraînées par les eaux.

Les porphyres quartzifères traversent les granites des deux âges, sous forme de filons ramifiés et de dykes ; ils se lient par des passages fréquents aux pegmatites, qui paraissent avoir la même origine éruptive, mais sont en filons plus massifs et moins injectés. Les porphyres présentent d'ailleurs un grand nombre de variétés, différentes principalement par les couleurs, qui varient du jaunâtre au rouge, au gris et même au noirâtre. Quelques gîtes contiennent deux espèces de feldspath et comme cristaux acci-

dentels : les tourmalines, les micas, le quartz bipyramidé, la pinite. Ces variétés se trouvent réunies dans les belles carrières des Grivats de la vallée du Sichon.

Les pegmatites contiennent accidentellement des feldspaths kaolineux et passent aux kaolins et aux argiles ; ces deux matières, exploitées en plusieurs points, y forment des gîtes subordonnés qui sont en quelque sorte les précurseurs des gîtes plus importants du Limousin.

Les granites porphyroïdes et la plus grande partie des porphyres sont antérieurs au terrain houiller, car on trouve leurs débris dans les blocs et cailloux roulés des poudingues inférieurs.

Les diorites sont au contraire postérieures. Elles ont traversé les dépôts houillers en beaucoup de points, notamment à Commentry. Là on a pu examiner leurs effets sur les roches traversées et y constater l'action de la chaleur ; nous avons pu notamment y vérifier la transformation de la houille maigre à longue flamme en anthracite compacte et vitreux.

Les diorites, les serpentines, les basaltes n'apparaissent que comme des gîtes accidentels et très-clair-semés. Ces roches sont cependant intéressantes, parce qu'elles attestent la continuité des actions souterraines qui traversaient les roches émergées du plateau central et contribuaient à lui donner son relief actuel. Lorsqu'on voit dans quel état de compression et de dislocation se trouvent tous les petits bassins houillers disséminés sur cette surface, on comprend que ces actions ont dû être à la fois générales et des plus énergiques.

La succession des bassins houillers suivant une direction qui se rattache aux lignes nord-sud constatées sur beaucoup de points de la zone centrale, prouve que dès l'origine les inégalités de la surface obéissaient à cette direction dominante. Les accidents qui se sont produits à des époques plus récentes, s'en écartent souvent. Le fait est surtout visible à l'extrémité sud de cette zone qui, bien qu'elle forme un cap pénétrant vers les Pyrénées, est sillonnée de l'est à l'ouest par les vallées du Lot,

de l'Aveyron et du Tarn. Il est à remarquer que les golfes jurassiques de l'Aveyron et du Tarn suivent la même direction est-ouest, tandis que le bassin houiller de l'Aveyron marque les lignes nord-sud comme plus anciennes.

La zone centrale du plateau s'élève, dans certaines parties de sa ligne, à des altitudes assez prononcées et assez soutenues pour avoir reçu la dénomination de *chaînes*. Telles sont les chaînes du Cézallier et de la Margeride.

Les montagnes de la *Margeride* forment l'encaissement de la rive gauche de l'Allier sur plus de 60 kilomètres de longueur, depuis Langogne jusqu'à Langeac ; vues des montagnes volcaniques qui encaissent la rive droite, elles profilent à l'horizon une ligne soutenue dont l'altitude maximum est de 1 365 mètres.

La Margeride présente, sous forme de chaîne, une reproduction des roches du groupe de la Lozère dont elle n'est séparée que par la vallée jurassique qui conduit à Mende. Les granites forment la crête, tandis que les gneiss et schistes qui en suivent la base, sont disposés en zones parallèles au thalweg de l'Allier.

Ce large versant est une partie du *Gevaudan*, contrée souvent assimilée aux Cévennes par ses analogies de constitution physique et géologique. Les formes plus arrondies et plus largement dessinées du Gevaudan, indiquent des roches plus faciles à se déliter et à se décomposer ; les bois s'y développent mieux ; c'est une des contrées où les procédés d'amendement et d'engrais convenables aux roches feldspathiques, présenteraient les applications les plus utiles.

Le *Cézallier* est une arête de gneiss fortement relevée, qui domine et encaisse la rive gauche de l'Alagnon à sa sortie du massif du Cantal. Cette crête, dirigée sud-ouest nord-est, réunit le piédestal granitique et schisteux du Cantal à celui des monts Dores ; elle semble devoir son élévation au-dessus du niveau moyen du plateau central aux masses basaltiques qui l'ont traversée et qui en forment les sommités, dont la plus élevée atteint 1 462 mètres d'altitude. Les basaltes en dykes coniques, soit en nappes démantelées, forment des pics ou des hauts plateaux,

superposés aux gneiss sillonnés de filons quartzeux, dont les pentes s'abaissent rapidement vers l'Alagnon et y déversent leurs eaux par des rivières torrentielles.

Parmi les filons quartzeux qui coupent les gneiss, plusieurs contiennent du sulfure d'antimoine; on en a exploité plusieurs à Beaubertie, dans la vallée de la Voirèze, dans lesquels on a trouvé une assez grande proportion de mispickel. On a également indiqué, dans le Cézallier, quelques filons d'oxyde de fer dont la présence est signalée sur les versants de la Voirèze par les teintes rubéfiées du terrain et par un grand nombre de blocs dispersés.

Triste contrée d'ailleurs que les flancs décharnés du Cézallier; elle résume tous les inconvénients du sol granitique et schisteux, des déclivités rapides et des grandes altitudes.

La carte géologique met en évidence la composition variée de la zone centrale du plateau, définie par les vallées du Cher et de l'Allier et par les masses volcaniques superposées. Après avoir contourné les golfes jurassiques de l'Aveyron et du Tarn, cette zone se développe de nouveau en un vaste plateau, qui encaisse les terrains tertiaires du bassin méridional et se relie aux soulèvements de la montagne Noire.

Le plateau du Limousin.

La partie occidentale du plateau central, désignée sous la dénomination de *plateau du Limousin*, est presque exclusivement composée de granites, gneiss et micaschistes. C'est la contrée la plus exclusivement granitique qui existe en France : elle mérite sous ce rapport un examen spécial.

L'altitude moyenne du plateau est de 500 mètres; il est sillonné par plusieurs crêtes saillantes, composées de montagnes granitiques arrondies dont l'élévation maximum atteint à peine 1000 mètres. Une de ces crêtes sépare la Vienne de la Gartempe, son point maximum étant de 975 mètres au puy de Vieux-Haut. Une ligne de faîte, située plus au sud, sépare la Vienne de la Vezère, et s'élève au puy Jargeau à 950 mètres. Plusieurs

chaînons latéraux, obliques à la direction générale, se détachent de ces deux chaînes qui se réunissent au plateau de Millevache dans la Corrèze, où la Vienne prend sa source.

On a classé les granites qui couvrent cette vaste contrée en les rapportant à trois types :

Le *granite à grains fins*, considéré par MM. Dufrénoy et Élie de Beaumont comme le plus ancien, est composé d'un mélange grenu de feldspath blanc, de quartz gris amorphe translucide et de mica noir ; il se lie avec les gneiss et forme le sol fondamental du plateau. Ce granite présente quelques variétés ; celle qui s'éloigne le plus du type, résulte de la disparition de la plus grande proportion du feldspath, ce qui fait passer la roche à des greisens grisâtres ou blancs nacrés, suivant la couleur du mica. Ce sont ces variétés qui, à Vaury, contiennent de l'oxyde d'étain et du wolfram. La substitution de la lépidolithe au mica donne également lieu sur quelques points, à des variétés spéciales et intéressantes.

Le *granite à gros grains* est formé de grains dont les fragments ont plusieurs centimètres de côté. Le feldspath est jaunâtre, laminaire et cristallisé; le quartz est translucide avec une tendance à la cristallisation; le mica blanc ou noir tend aussi à prendre des formes cristallines.

Ces granites sont ceux de Chanteloube ; on y trouve comme substances accidentelles l'émeraude lithoïde, blanche ou verdâtre en prismes hexagonaux ; des cristaux de pinite et de tourmaline ; de la chaux phosphatée amorphe.

Les *granites à grandes parties* sont formés par l'enchevêtrement de gros fragments d'environ 1 décimètre de côté et de blocs qui ont jusqu'à 1 mètre cube, de quartz et de feldspath avec micas à grandes lames.

Ces éléments sont cristallins : le quartz translucide, blanc, gris ou brun, quelquefois fétide lorsqu'on le brise; le feldspath laminaire, rosé, jaunâtre, rougeâtre ; le mica en lames blanches ou noires, feuilletées ou testacées.

Les substances accidentelles, qui sont les mêmes que dans les

granites à gros grains, subissent la même influence et s'isolent en fragments ou cristaux plus volumineux.

Les deux types de granites à gros grains, soit à grandes parties, traversent les granites, grenus, anciens, sous forme de masses, dykes ou filons.

Les terrains de granites et gneiss sont sur plusieurs points, notamment aux environs de Limoges, traversés par des filons de porphyres quartzifères ou feldspathiques ; quelques-uns de ces porphyres contiennent de l'amphibole. On rapporte à la même époque des filons brèchiformes remplis de débris de granites et de gneiss, parfois soudés par une pâte porphyrique. Ces filons ont probablement précédé les dykes amphiboliques et serpentineux de la région des gneiss ou filons ; ils forment des montagnes ou des chaînons isolés qui, en général, dominent les montagnes inférieures et surbaissées formées par les granites grenus et les gneiss. MM. Dufrénoy et Élie de Beaumont ont spécifié cette position relative et le caractère arrondi des montagnes granitiques par le profil ci-joint des montagnes du nord de la Corrèze, de

Fig. 4. — LES MONTAGNES DU NORD DE LA CORRÈZE.

Ventadour à Meimac et Saint-Étienne aux Clous. Les granites à gros grains constituent les montagnes les plus élevées situées à l'horizon, le premier plan étant composé de collines de granites grains fins et de gneiss.

Les gneiss subordonnés aux granites forment cependant des masses étendues et même assez élevées ; ils constituent par exemple, dans la chaîne méridionale, les hauteurs de puy Cogneux, qui s'élèvent de 505 à 590 mètres. On y distingue deux variétés principales ; l'une quartzeuse, dont le tissu est serré et

solide ; l'autre feldspathique et plus micacée, qui est tendre et se décompose facilement en terres argileuses.

Les gneiss sont souvent associés à des amphibolites qui tantôt paraissent des bancs métamorphiques intercalés, et sur d'autres points prennent le caractère de roches éruptives spéciales. Ce caractère est confirmé par l'existence de serpentines qui se lient aux amphibolites, et s'isolent aussi en masses isolées. Ces éruptions amphiboliques et serpentineuses ont, en général, suivi les clivages du gneiss et leurs contacts avec les granites.

Parmi les gîtes de serpentines, celui du plateau de Roche-l'Abeille, près Limoges, est cité spécialement, parce qu'il a été exploité. Les blocs extraits furent débités en plaques et socles d'un très-beau poli, dont le fond, d'un vert très-sombre, faisait ressortir les veines asbestoïdes et les cristaux de diallages bronzites.

Les pegmatites et les kaolins, qui sont la base de l'industrie la plus importante du Limousin, se trouvent constamment, par leur position géologique, liés aux amphibolites. Les exploitations de Saint-Yrieix, du Vigen, du Chambon, etc., portent sur des veines, des filons ou des amas dont la puissance varie de quelques centimètres à 10 et 15 mètres.

On n'a pu constater jusqu'à présent aucune loi de gisement qui puisse guider les recherches, en expliquant d'une manière précise l'origine de ces amas ou filons. Il est évident que le kaolin, tantôt argileux, tantôt caillouteux, provient de la décomposition des pegmatites; mais comment ces gîtes de pegmatites se trouvent-ils plutôt dans les gneiss et les amphibolites que dans les masses granitiques dont ils dérivent? Il y a là une loi intéressante à étudier, car l'exploitation annuelle de 10 000 tonnes de kaolin et de petunsé, tend évidemment à appauvrir l'ensemble de ces gîtes qui sont très-irréguliers, du moins dans les parties rapprochées de la surface.

Au milieu du désordre dans lequel se présentent les masses ou veines de kaolin, de pegmatite, de gneiss, granites et roches amphiboliques, on peut seulement considérer quelques faits

comme établis. D'abord, la concordance des gîtes de kaolin et de pegmatites laminaires ou grenues avec les roches amphiboliques, qui semblent enclaver l'ensemble du terrain où se trouvent ces gîtes; en second lieu, la prédisposition de tous les feldspaths qui se trouvent ainsi enclavés à se décomposer en argiles. Ainsi les diorites elles-mêmes, lorsqu'elles sont très-feldspathiques, se décomposent en argiles vertes, et le feldspath des granites en filons se décompose en argiles jaunâtres et rougeâtres. Le feldspath des pegmatites est d'ailleurs plus ou moins kaolineux, partout ou les kaolins caillouteux et argileux s'isolent en veines, filons ou amas irréguliers.

Ajoutons que le gisement des kaolins ne paraît pas continuer en profondeur, de telle sorte que les actions superficielles semblent avoir eu une influence décisive sur leur formation.

Il existe dans toute l'étendue du plateau limousin beaucoup de roches disposées à la décomposition. Les granites fournissent ainsi des argiles rouges pour la fabrication des briques, tuiles, carreaux et poteries communes, et sur nombre de points on trouve des argiles roses, jaunes ou verdâtres, dont les pâtes fines et plastiques pourraient servir à la fabrication de très-belles faïences, si toutes les industries céramiques de la localité n'avaient pris la porcelaine pour objectif spécial.

Le terrain granitique conserve les mêmes caractères dans toute cette partie du plateau central, notamment dans la Corrèze dont le trait le plus saillant est une chaîne dirigée est-ouest. L'axe culminant de cette chaîne est formé par des granites porphyroïdes, tandis que les granites à petits grains et les gneiss sont à la base comme des roches soulevées et traversées par l'éruption. Cette disposition est signalée par Dufrénoy comme se répétant sur un grand nombre de points; il ajoute que les granites porphyroïdes se distinguent des granites à grains fins en ce qu'ils ne sont point accompagnés de gneiss.

Les chaînes granitiques de la Creuse, du nord de la Corrèze et des environs de Tulle, la chaîne des collines situées au nord de la Vienne, les collines des environs de Chanteloube présentent

cette même disposition des granites porphyroïdes et à gros éléments vers les sommités, tandis que les granites à grains fins et les gneiss constituent les versants.

Les granites à gros éléments des environs de Chanteloube peuvent fournir des fragments et des blocs de feldspath, de quartz et de mica. Ce sont principalement ces granites à gros grains qui contiennent les minéraux accidentels métalliques ou lithoïdes, les phosphates de fer et de manganèse, ces phosphates de chaux, l'émeraude, les grenats, l'oxyde d'étain, le wolfram, les tantalites, colombites, etc.

Ces masses granitiques présentent quelquefois des conditions de composition et de gisement très-complexes, et lorsque les travaux souterrains y ont pénétré on a souvent eu de la peine à les définir. Ainsi, il y a quelques années, on a remis en exploitation les minerais d'étain de Montebras, dans la Creuse, et l'on y a reconnu que l'oxyde d'étain en veines, nœuds et cristaux disséminés, pénétrait les granites vers les contacts d'un porphyre quartzifère analogue à celui de l'Elvan du Cornwall. Ces porphyres en dykes éruptifs sillonnent, en effet, toute cette partie du plateau granitique. Le minerai de Montebras est accompagné d'injections de quartz et d'amblygonite, formant des veines et de petits amas disséminés dans les granites altérés ; l'amblygonite (alumine phosphatée cristalline) est même assez abondante pour qu'on ait songé à l'utiliser. Parmi les granites altérés se trouvent de grandes épaisseurs d'une variété granuleuse, presque entièrement composée de feldspath et constituant une terre à porcelaine de bonne qualité ; cette terre a été mise en exploitation, de telle sorte qu'aujourd'hui la mine d'étain a complétement changé de destination.

Au point de vue géologique, il est intéressant de constater que les exploitants ont été conduits à attribuer aux éruptions de l'Elvan les émanations métallifères, les injections de quartz et d'amblygonite aussi bien que les altérations des roches granitiques.

Nous avons mentionné l'abondance des filons quartzeux sur

un grand nombre de points du plateau limousin. Ces filons sillonnent les granites et les gneiss, sous toutes les formes et puissances. Tantôt ce sont des veines de quelques centimètres ou de quelques décimètres d'épaisseur, multiples et réticulées, qui semblent avoir rempli les fissures d'un sol distendu ; d'autres fois, ce sont de véritables filons de plusieurs mètres de puissance ; il en est qui ont 10, 15 et 20 mètres, dont les affleurements s'élèvent au-dessus du sol environnant sous forme de murailles plus ou moins continues.

Ces quartz ont une tendance à se charger de substances métallifères. Dès les premières années du siècle, quelques travaux entrepris à Puy-les-Vignes, près Saint-Léonard, avaient permis de constater l'existence de plusieurs filons de quartz, d'environ 1 mètre de puissance, qui contenaient du wolfram, du fer arsenical et de l'étain oxydé ; mais la faible proportion de ce dernier minerai ne permit pas alors de poursuivre l'exploitation. Plus tard, ces travaux furent repris au point de vue du wolfram, au moment où l'on crut l'alliage du tungstène avantageux pour la fabrication de l'acier.

Vers 1822, des recherches plus sérieuses furent entreprises sur les filons quartzeux de la petite chaîne de Blou, de Vaury à Monterol et Bussières. On put constater à Vaury l'existence de petits filons, tous coupant les gneiss, les granites et les greisens, contenant outre le quartz, du spath fluor et de la baryte sulfatée, et comme minerais, le wolfram, le fer arsenical et l'oxyde d'étain. Ces recherches ont démontré que, jusqu'aux profondeurs de 25 mètres, ces filons restaient comme à la surface, dans les conditions de richesse insuffisante en minerais d'étain.

A Montebras, dans la Creuse, les filons stannifères dans les granites et les greisens n'ont pas donné de meilleurs résultats, de telle sorte qu'il paraît démontré que les gîtes stannifères du Limousin sont partout trop pauvres pour être exploités avec avantage ; mais au point de vue géologique les travaux exécutés ont mis en évidence l'identité de ces gîtes avec ceux des contrées où les gîtes sont plus riches. Cette identité existe sous le rapport du

gisement des filons dans les granites et les greisens; sous le rapport des gangues quartzeuses et des minéraux annexes, tels que le wolfram, le scheelin calcaire, le mispickel, le fer arséniaté, le bismuth natif, l'uranite, etc.

On connaît des filons plombifères sur le territoire de Glanges et de Vic ; des filons de sulfure d'antimoine dans les environs de Glandon et de Coussac. Ces filons ont été exploités jusqu'à des profondeurs de 100 mètres sans que les souvenirs de ces exploitations soient de nature à provoquer des travaux de reprise.

Les terrains granitiques du plateau limousin ont ainsi fourni des échantillons assez nombreux de substances métallifères, sans que les filons qui les contiennent aient pu servir de base à des exploitations utiles ; mais il en ressort un fait qui n'est pas sans valeur pour la science, c'est que les mêmes conditions géologiques et minéralogiques régissent les filons pauvres aussi bien que les plus riches.

Dans toutes ses parties, le plateau central est sillonné par beaucoup de filons dont un certain nombre ont été ou sont encore l'objet de travaux d'exploitation. Nous avons déjà cité ceux de Vialas et d'autres points de la Lozère qui ont été l'objet d'études spéciales et ingénieusement rattachés aux accidents et aux roches éruptives de la contrée. Pontgibaud, sur la Sioule, au pied des plus grands volcans de la chaîne des Puys qui ont déversé leurs laves jusque sur son territoire, est le centre de plusieurs groupes de filons. Ceux de Pranal, Roure, Barbecot, etc., sont l'objet de travaux d'exploitation, et ces travaux, poursuivis depuis plus de quarante ans, prouvent, comme ceux de Vialas, qu'avec un capital suffisant et la persévérance, première vertu du mineur, on peut tirer un heureux parti des filons plombifères du plateau central.

Les filons de Pontgibaud ont été rattachés aux éruptions porphyriques qui ont déterminé une partie des accidents du sol granitique ; ils suivent en général la direction nord-sud, qui est aussi celle de l'encaissement de l'Allier et des éruptions volcaniques.

Les environs de Beaujeu, entre la Saône et la Loire, contiennent également un assez grand nombre de filons métallifères dont la formation a été la conséquence de la sortie des porphyres. Ces filons, et notamment ceux de Nozières, ont été exploités, abandonnés et plusieurs fois repris, sans que des travaux suffisants aient été exécutés pour en assurer les produits.

Sur beaucoup de points nous avons cité l'abondance des filons quartzeux, notamment dans les massifs du Limousin, du Morvan (vers Avallon), du Pilat, etc. La plupart de ces filons contiennent des substances métallifères et quelques-uns ont été assez riches pour avoir été l'objet de travaux rémunérateurs. Sans parler des nombreux filons plombifères, citons le filon de la Poype, près Vienne, assez puissant et assez riche en blende pour avoir motivé la construction d'une fonderie de zinc ; les filons chargés de mispickel du Cézallier ; les filons de wolfram de Saint-Léonard ; les filons de sulfure d'antimoine du Gard et de l'Ardèche.

La Bretagne, la Vendée et le Cotentin.

Ces trois contrées occupent la surface d'un même massif de transition et ne se distinguent les unes des autres que par quelques détails d'altitude et de climat. Sur tout le périmètre de ce massif, les schistes cristallins ou les granites se détachent des terrains secondaires qu'ils encaissent, aussi nettement que sur la carte géologique, par le simple contraste des roches. Une ligne ondulée, de Valognes à Saint-Lô, Falaise, Angers, Parthenay et de là aux Sables d'Olonne, détache ces trois contrées du bassin sédimentaire qu'elles dominent encore.

En examinant les lignes littorales du massif de transition, on reconnaît l'existence de deux directions assez nettes : la direction nord-sud, accusée par le Cotentin et par le littoral secondaire, d'Argentan à Parthenay ; la direction est-ouest, accusée par le littoral secondaire de Parthenay aux Sables d'Olonne ; par la large coupure de la Loire qui détache la Vendée de la Bretagne

et par le littoral actuel de la baie de Cancale à la pointe d'Ouessant. Une ligne oblique marquée par les saillies littorales, des Sables d'Olonne à Vannes et Quimper, indique une direction sud-est nord-ouest, dont les traces se retrouvent, ainsi que celles des deux directions précédentes, dans les lignes géologiques qui séparent les diverses formations.

La *Vendée* est principalement granitique et la vallée de la Sèvre y trace un sillon sud-est nord-ouest, qui marque la direction des reliefs les plus accusés consistant en collines et plateaux ; ces collines se profilent à l'horizon par des lignes soutenues, sur lesquelles les sommets qui ne dépassent pas 300 mètres d'altitude déterminent cependant des saillies sensibles. Les roches éruptives ou stratifiées partagent la direction marquée : par les sommités granitiques, par les porphyres, par les dépôts houillers et jurassiques de Chantonnay à Vouvant et Faymoreau.

La partie désignée sous la dénomination de *Bocage vendéen* démontre que les terrains granitiques sont susceptibles de culture et de produits, lorsque leur altitude est faible et que les difficultés du climat ne viennent pas s'ajouter à celles du sol. Tous les héritages entourés par des plantations forestières assez vigoureuses, ont donné à la contrée un aspect boisé avec clairières multipliées. Entre ces clôtures, circulent des réseaux de chemins creux qui servent à l'écoulement des eaux pluviales, et qui rendaient la contrée très-difficile à parcourir avant l'établissement des routes stratégiques.

L'aptitude des terrains granitiques à la sylviculture est mise en évidence sous l'influence du climat humide de la Vendée, et l'on y admirait autrefois des forêts aussi remarquables que celle de Fontainebleau. Nous avons pu faire ce rapprochement en parcourant la forêt de Vouvant à une époque où le déboisement ne l'avait pas tellement réduite, que l'on y cherche vainement aujourd'hui les arbres historiques qui en faisaient l'ornement. Les sommités granitiques, si complétement arides sur le plateau central, sont généralement boisées en Vendée ; les bois de Pou-

zauges, à 300 mètres d'altitude, servent de repère et de guide lorsqu'on parcourt les chemins creux du pays.

Les granites, les gneiss et les micaschistes sont traversés en plusieurs points par des porphyres quartzifères et des amphibolites qui viennent compléter la série des roches signalées sur le plateau central, et assimiler, sous le rapport de la composition, deux contrées si différentes d'aspect et de valeur agricole.

Traversons la Loire, nous entrons en Bretagne, dont le sol présente quelques éléments nouveaux, les formations silurienne et dévonienne.

La *Bretagne* est un vaste plateau granitique, dont les dépressions ont été comblées par des dépôts siluriens. La surface du sol devait, après ces dépôts, être nivelée presque horizontalement ; elle fut ensuite accidentée par des éruptions, des soulèvements et des plissements, qui ont déterminé les reliefs actuels et les bassins hydrographiques qui en sont la conséquence. Ces soulèvements et plissements dépassent rarement 300 à 400 mètres d'altitude absolue, c'est-à-dire 100 à 200 mètres de hauteur au-dessus des plateaux environnants, relief beaucoup moins prononcé sur le sol qu'il ne semble l'être sur la plupart des cartes géographiques.

La direction est-ouest se retrouve dans la crête festonnée des montagnes qui traversent toute la Bretagne, d'Ernée jusqu'au-dessus de Brest ; elle est nettement accusée par les pointes du Finistère. Cette crête détermine le partage des eaux.

La direction nord-sud se retrouve dans l'arête qui, de Corlay à Rohan et au-dessus de Vannes, sépare les eaux du Blavet et de la rivière d'Auray des eaux de l'Oust et de la Vilaine.

Ces crêtes, arêtes, montagnes ne sont en réalité que des lignes de collines, dont le peu de relief explique les directions ondulées et souvent incertaines.

Le faible relief du sol explique aussi l'allure généralement lente des eaux et la largeur des rivières eu égard au volume débité. Le Loir, la Sarthe et la Mayenne sont navigables avec des

volumes qui seraient tout à fait insuffisants dans nos contrées du Centre. La Vilaine a pu être facilement canalisée jusqu'à Rennes et jointe à Saint-Malo par le canal d'Ille-et-Rance. Le canal de Nantes à Brest se trouve amorcé aux deux extrémités par les rivières de l'Erdre et de Châteaulin, qui sont presque sans courant ; sur le littoral, les marées pénètrent dans les estuaires et remontent les thalwegs jusqu'à des distances de 10 et 12 kilomètres ; dans la Vilaine, elles remontent jusqu'à Redon. Enfin jusque dans l'intérieur, vers Rennes par exemple, on trouve des plaines étendues et des plateaux surbaissés, formes que l'on n'est pas habitué à rencontrer sur les terrains anciens.

Les points culminants les plus remarquables de ce vaste massif sont : 1° la chaîne d'Arrez, dans le Finistère, qui domine la vallée de Landernau et la baie de Brest et de Faon ; son altitude varie de 300 à 400 mètres. Cette chaîne se prolonge par des altitudes qui s'élèvent à 340 mètres dans les montagnes de Menez et tombent à une centaine de mètres entre Rennes et Dinan ; 2° la chaîne de quartzites de Mortain, qui se soutient jusque dans la forêt d'Ecoues, au-dessus de Carauge, où son point culminant atteint 413 mètres.

Les grandes divisions géologiques des terrains de la Bretagne et de la Vendée peuvent être considérées comme représentées de la manière suivante :

1° Terrain dévonien antraxifère de la Sarthe et de la Mayenne ;

2° Terrain silurien, comprenant les quartzites et les schistes argileux à fossiles ;

3° Terrain de transition inférieur ou cambrien, comprenant des schistes micacés et argileux ou quartzeux, sans fossiles et se liant au gneiss ;

4° Granites à grains fins ou granites anciens, mélangés avec les granites porphyroïdes qui les ont traversés, ainsi que les gneiss et les schistes métamorphiques ;

5° Porphyres, syénites et amphibolites, dont les dykes et filons ont traversé et soulevé tout l'ensemble des terrains de tran-

sition, et dont les masses protubérantes ont déterminé les allures principales de la stratification des terrains soulevés.

Cette succession géologique est simple, facile à retenir et conforme à la généralité des faits ; elle laisse cependant encore des incertitudes sur l'âge de certaines masses minérales. Des schistes argileux et même des schistes ardoisiers sans fossiles existent au-dessus et au-dessous de la grande formation des quartzites. Des schistes métamorphiques porphyroïdes, avec macles, grenats, amphiboles, etc., peuvent se trouver dans les trois terrains cambriens, siluriens et dévoniens. Enfin il existe sur certains points des bancs calcaires et dolomitiques dans les dépôts siluriens, et des quartzites dans les terrains de transition inférieurs, dont la présence peut donner lieu à des erreurs et des inversions.

Ces difficultés sont réelles et prouvent que, pour classer les terrains, on doit considérer de grands espaces et non des masses isolées. M. Triger, qui pendant toute sa vie laborieuse a été le chef des études géologiques faites sur les terrains de l'Anjou et de l'est de la Bretagne, y a classé la succession géologique des dépôts de transition dans l'ordre suivant :

ÉTAGE CARBONIFÈRE.		Schistes avec anthracite, calcaires carbonifères.
		Grès quartzeux avec anthracite.
ÉTAGE DÉVONIEN.		Calcaires marbres.
		Schistes et grauwackes.
		Grès.
TERRAIN SILURIEN	supérieur.	Schistes ampéliteux avec boules calcaires.
		Schistes avec ampélites à graptolites.
	moyen.	Grès blancs et quartzites.
		Schistes d'Angers à calymènes.
	inférieur.	Grès à bilobites.
		Schistes argileux.
		Conglomérats à base de schistes.
		Dolomies.
		Schistes argileux.
		Calcaire magnésien.
		Schistes argileux.
		Quartzites.
		Schistes métamorphiques.

Les classifications de ce genre ont un inconvénient : c'est de mentionner des couches locales, et quelquefois même accidentelles, de dolomies, calcaires et grès, dans des formations dont les quartzites et les schistes argileux sont les seules roches générales et caractéristiques. La carte géologique de la Sarthe, tracée par Triger, contient plus de quatre-vingts zones différentes ; les couleurs ne suffisent plus pour les distinguer. Ces distinctions ont une importance incontestable au point de vue local; mais cette importance disparaît lorsqu'on étudie l'ensemble des terrains et des contrées géologiques.

Les granites occupent de vastes surfaces en Bretagne, ainsi que l'indique la carte géologique ; mais ces larges espaces ne représentent pas des masses protubérantes dont la base est enveloppée par des schistes ; les granites se trouvent indifféremment sur les sommets, sur les versants, dans les thalwegs, comme toute autre roche des terrains anciens. Leurs caractères minéralogiques les rapportent aux deux types ordinaires : les granites grenus et les granites porphyroïdes. Les granites porphyroïdes se lient à des variétés évidemment en dykes ou filons, notamment à des syénites et des pegmatites. Les granites porphyroïdes de Laber, dont les monuments de Paris présentent quelques spécimens, ont le caractère de roche éruptive ; ils traversent les gneiss et les granites à grains fins.

Les porphyres quartzifères et les eurites marquent une autre période. Ces roches se lient à des éruptions trappéennes représentées par plusieurs variétés : les *kersantons*, composés d'amphiboles et de mica noir; les *amphibolites* et les *diorites*, qui abondent en beaucoup de points.

Ces roches éruptives se sont souvent intercalées dans les plans des roches stratifiées, avec lesquelles elles alternent, de manière à en métamorphiser tout l'ensemble.

La Bretagne présente comme roches métamorphiques la série la plus complexe. Les schistes micacés maclifères, les amygdaloïdes, les schistes euritiques compactes ou porphyroïdes four-

nissent des variétés nombreuses de tous les modes de transformation métamorphique.

Le terrain cambrien ou plutôt azoïque du massif breton, comprend des schistes verdâtres, quartzeux, dits *phyllades*; des grès grauwakes de couleur sombre; des schistes micacés métamorphiques passant au gneiss de la base, ensemble qui est complétement dépourvu de fossiles.

Dans les espaces siluriens, les roches les plus apparentes sont les quartzites et les schistes argileux qui leur sont superposés.

Les quartzites, en vertu de leur dureté, ont résisté à toutes les érosions et forment les sommets et les escarpements. Ces quartzites, souvent compactes et quelquefois lustrés, passent progressivement à des parties dont le tissu grenu révèle l'origine arénacée; ce sont des grès métamorphiques dans lesquels on trouve en effet quelques débris fossiles.

Les schistes argileux sont quelquefois assez fissiles et assez résistants aux actions atmosphériques pour être exploités comme ardoises. Les carrières d'Angers fournissent les meilleures ardoises connues.

Les schistes argileux siluriens se distinguent des schistes cambriens en ce que ceux-ci alternent avec les schistes micacés et sont en général dans un état métamorphique plus prononcé. De plus, les schistes siluriens contiennent sur quelques points des fossiles; les trilobites des schistes d'Angers se trouvent dans toutes les collections.

Vers les limites orientales du grand bassin de transition qui couvre la partie moyenne de la Bretagne, dans les départements de la Sarthe et de la Mayenne, la formation silurienne change tout à fait de caractère. Sa composition se modifie par des alternances calcaires et par la présence de schistes noirs charbonneux qui contiennent des couches d'anthracite. Les fossiles des calcaires sont caractéristiques de la formation dévonienne.

Les caractères dévoniens de cette partie du terrain de transition seraient probablement plus nets si, en nombre de points, des amphibolites n'étaient sorties à travers les strates et n'en avaient

profondément altéré les apparences. Lorsque les amphibolites ont suivi les plans de stratification, elles se débitent en grandes plaques et semblent là en couches concordantes. Vers leurs contacts, les schistes sont tellement métamorphiques par la cristallisation du feldspath, qu'on croirait voir des roches granitiques ou porphyriques alterner avec des amphibolites. Les couches calcaires avec fossiles, les schistes charbonneux alternant avec les couches d'anthracite et les schistes simplement endurcis, rectifient cette apparence et se réunissent pour caractériser une formation supérieure aux dépôts siluriens. La réunion des anthracites et des calcaires dans une contrée schisteuse a donné une grande importance à cette formation.

M. Dalimier a résumé par le tableau suivant la classification en neuf étages des terrains qui constituent le plateau méridional de la Bretagne et leurs équivalents en Normandie.

TERRAINS.	PLATEAU MÉRIDIONAL DE LA BRETAGNE.	NORMANDIE.
Dévonien inférieur.	9. *Calcaire et grauwacke fossilifère.* Izé. Gahard.	Nehou (Manche).
Silurien supérieur.	Manque.	*Schistes à cardiola.* Saint-Sauveur.
Silurien moyen.	8. *Grès silurien à faune de May.* Gahard.	*Grès de May* (Calvados).
	7. *Schistes à graptolites.* Poligné.	*Schistes à graptolites.* Mortain.
	6. *Grès blanc sans fossiles.*	*Grès sans fossiles.*
	5. *Schistes ardoisiers à calymènes. Grès fossilifères* (minerai de fer à la base).	*Schistes* de Mortain, Cherbourg, Siouville, Falaise, etc.
Silurien inférieur.	4. *Grès blancs à scolythes et lingules. Quartzites.*	*Grès blancs. Quartzites.*
	3. *Schistes rouges et poudingues. Grauwackes lie de vin. Grès pourprés. Calcaires* rares.	*Poudingues* de Clécy. *Schistes* de Thorigny, de Coutances. *Calcaires* rares.
Cambrien.	Manque.	Manque.
	2. *Phyllades vertes avec quartz gras et grès sombres.*	*Phyllades* de Saint-Lô, de Condé-sur-Noireau, etc.
	1. *Schistes métamorphiques. Gneiss.*	*Schistes métamorphiques. Gneiss.*

rose porphyroïde, qui a fondu et dissous dans sa masse une partie des roches traversées. Sur les trottoirs de Paris, lorsqu'il a plu et que les surfaces polies par le frottement sont bien mises en évidence, on distingue une multitude de fragments de schistes noirâtres, durs, empâtés dans le granite et tellement adhérents, que la solidité de la roche ne s'en trouve pas altérée.

L'examen des formes et des contacts démontre ainsi que ces granites sont bien réellement éruptifs, que leurs typhons ou dykes sortis au jour sont accompagnés de roches de contact, métamorphiques, dans lesquelles l'élément de la roche éruptive est tellement dominant, qu'elles restent assimilées aux granites, tandis que dans d'autres cas, l'élément stratifié restant isolé, donne naissance à des gneiss.

Dans les schistes métamorphiques, il s'est quelquefois produit des injections ferrugineuses qui les ont pénétrés et transformés en minerai. La mine de Dielette, par exemple, est ouverte dans un schiste pénétré de fer oligiste.

Les terrains granitiques et schisteux du massif de la Bretagne ont de grandes analogies avec ceux du Cornwall, et l'on aurait pu espérer que les filons métallifères s'y seraient reproduits. Sous ce rapport, l'analogie fait défaut; non pas d'une manière absolue, puisque l'on a trouvé quelques gîtes d'oxyde d'étain, notamment à Pyriac et à la Villeder; mais la production s'est bornée à celle d'échantillons qui n'ont jamais pu payer les dépenses faites. Le filon quartzeux de la Villeder a cependant produit de si beaux groupes de cristaux, que l'on a pu espérer que les émanations métallifères y auraient de l'importance.

Les filons plombo-argentifères de Poullaouen et du Huelgoat ont eu de belles périodes de production; s'il avait existé un groupe de filons plus nombreux, ces mines auraient pu soutenir plus longtemps les moments où les zones riches ont été remplacées par des zones d'appauvrissement.

Le filon de Pompean, près Rennes, appartient au même système de fractures, et il est probable qu'il en existe d'autres

restés inconnus ; car ce filon n'a pas d'affleurements visibles, et c'est par hasard qu'il a été découvert au-dessous des terres décomposées de la surface. Ce filon est un de ceux qui ont été abandonnés comme appauvri en profondeur, puis heureusement repris sous la direction de M. Payn qui, cherchant dans les études géologiques un guide pour la direction des travaux souterrains, en a défini les conditions de composition et de formation.

Le filon de Pompean est puissant et de composition complexe. L'épaisseur de la fracture varie de 10 à 15 mètres et s'élève dans certains renflements jusqu'à 25 mètres. C'est dans cette fracture que fut injectée une roche dioritique, et à la suite de cette éruption les émanations métallifères remplirent les vides qui existaient entre les schistes et la diorite, ainsi que les fissures de la diorite elle-même. Les premières émanations y déposèrent de la galène ; elles furent suivies d'abord par des blendes, puis par des pyrites, la succession de ces émanations métallifères étant démontrée par des nodules nombreux, formés de couches concentriques composées de zones successives de galène, blende et pyrite.

On a observé des relations entre les divers états de la diorite et le remplissage métallifère. Ainsi, toutes les fois que la diorite est désagrégée et décomposée, le filon est productif ; il est pauvre et stérile lorsque la diorite est compacte et massive. Il semble, dit M. Payn, que les émanations métallifères ont eu une double action : altération des roches préexistantes et production des minerais avec gangues quartzeuses. Après le remplissage métallifère, la fracture du filon paraît s'être rouverte encore une fois, ce qui a donné lieu à une zone stérile située au toit et remplie par un sable quartzeux très-fin.

Les Vosges.

Les terrains schisteux et granitiques qui constituent les montagnes des Vosges couvrent une surface elliptique dont le grand axe est dirigé nord-sud, de Giromagny à Phalsbourg. Les sommités, dites *ballons*, sont des masses arrondies dont l'altitude

varie de 800 à 1 426 mètres, hauteur maximum atteinte par le ballon de Guebwiller ; leurs dômes, dénudés ou gazonnés, sont réunis par des crêtes et des plateaux boisés formant les lignes élevées et soutenues de l'horizon. Les forêts de sapins et de hêtres qui couvrent ces plateaux et les versants des hautes vallées, sont à la fois le produit et l'ornement de ces montagnes.

Ce massif de transition domine toute la région de l'est, il relève fortement les grès rouges pénéens couronnés par les grès des Vosges, et forme l'encaissement oriental du grand bassin géologique dans lequel se sont déposés les terrains secondaires et tertiaires du bassin de Paris.

Les Vosges sont, parmi les masses cristallines et protubérantes de la France, les plus riches en roches éruptives dont la série comprend les périodes granitiques, porphyriques et trappéennes ; la grande diversité de ces roches étudiées et décrites par M. Delesse, ajoute à l'intérêt que présente leur histoire géologique tracée par M. Elie de Beaumont dans un travail qui est à la fois un modèle d'observation et de style.

Les masses culminantes déterminent une ligne de partage qui, du côté de l'est, déverse directement vers le Rhin une série de petits affluents ; du côté de l'ouest, les versants, plus étendus, forment les bassins de réception de la Meurthe et de la Moselle.

En remontant les vallées principales de l'ouest, par exemple celle de la Meurthe, par Raon-l'Etape et Saint-Dié, on traverse la direction des roches constituantes, des grès vosgiens aux schistes et aux granites, et l'on s'élève vers les dômes culminants. Dès que l'on aborde les montagnes, on voit qu'elles surgissent brusquement au-dessus de la région simplement ondulée du trias, qui forme une ceinture dont les surfaces tranquilles et de faible altitude contrastent avec la région montagneuse et accidentée. Le soulèvement principal de la chaîne se trouve ainsi marqué entre le grès des Vosges, élevé à de grandes hauteurs, et le grès bigarré. Ce soulèvement a déterminé des failles reconnues sur tout le périmètre ; les pentes qui en résultent sont plus rapides du côté de l'est que du côté de l'ouest.

M. Elie de Beaumont a exprimé cette disposition par une coupe transversale d'Olichamp à Sultz, passant par le ballon de Guebwiller et montrant de chaque côté les grès des Vosges soulevés sur les premiers plateaux. « Ainsi, dit-il, lorsqu'on promène ses regards sur les Vosges de la cime du ballon de Guebwiller, on est d'abord frappé de l'aspect tuberculeux de l'ensemble des masses arrondies qu'on voit rassemblées et de leur chute rapide vers l'est et le sud-est. L'œil plonge sur les masses aplaties de grès des Vosges entre lesquelles la vallée de Guebwiller débouche dans la plaine du Rhin ; il se repose sur la plaine du Rhin et sur le grand détroit terrestre qui sépare les Vosges du Jura, comme sur un tapis parfaitement uni. »

Fig. 6. — COUPE DU MASSIF CENTRAL DES VOSGES.

Les ballons de la partie centrale des Vosges sont formés par des granites-syénites, porphyroïdes, à deux feldspaths, qui ont fait éruption à travers le terrain ancien, composés de granites grenus, gneiss et schistes cristallins.

Ces granites anciens ne forment que des montagnes de second ordre ; ils sont liés aux roches schisteuses qui les recouvrent, par des leptynites ou gneiss sans mica et par des gneiss micacés, l'ensemble de ce terrain rappelant exactement tous les caractères des terrains granitiques du plateau central.

Les granites porphyroïdes et les syénites des ballons, roches éruptives du soulèvement principal, sont en même temps les roches caractéristiques des Vosges. Les cailloux et les blocs roulés des hautes régions les annoncent bien à l'avance et excitent le désir de les voir en place. En approchant des cimes culminantes, on reconnaît qu'elles traversent et même recouvrent les granites anciens, avec les formes éruptives les plus expressives. Leurs beaux cristaux d'orthose rouge et d'oligoclase jaunâtre, enchevêtrés avec des cristaux d'amphibole vert foncé, déterminent

des variétés nombreuses, par leurs groupements, leurs dimensions et leurs couleurs diverses.

Le soulèvement principal qui s'est produit après le grès des Vosges a dû être précédé par d'autres, assez énergiques pour séparer les terrains houillers des grès rouges et vosgiens, dont la nature caillouteuse et le gisement circonscrit à la région subvosgienne attestent l'origine locale à la suite de mouvements du sol d'une certaine importance.

Postérieurement à ce grand soulèvement qui a donné naissance aux ballons, c'est-à-dire après le trias, il s'en est encore produit d'autres, car les trois formations du grès bigarré, du muschelkalk et des marnes irisées ont été accidentées et exhaussées autour du massif central, qui dans son ensemble a dû suivre le même mouvement, c'est-à-dire subir un nouvel exhaussement.

Ces mouvements multiples et graduels sont d'ailleurs attestés par une série de roches éruptives qui ont criblé certaines parties, de filons, dykes et typhons éruptifs.

Ainsi les syénites des ballons se lient avec des diorites d'un caractère tout différent servant d'introduction à une série de roches porphyriques. Cette série commence par des porphyres quartzifères et des porphyres feldspathiques, et se continue par des melaphyres, des trapps et des serpentines ; elle embrasse des roches tellement différentes et forme une suite minéralogique si complète, que les éruptions ont dû se poursuivre pendant toute la période des terrains secondaires.

Cette série de roches éruptives, accompagnée de filons quartzeux et d'émanations métallifères, est la plus grande attraction des excursions dans les Vosges, qui représentent le type géologique le plus complet. En parcourant cette région et celles qui y conduisent à partir des dépôts tertiaires, on comprend l'impossibilité d'expliquer l'exhaussement des Vosges par une seule révolution du globe. Cet exhaussement a été un travail lent et continu, qui émergeait successivement le grand bassin sédimentaire du nord de la France et séparait les formations en

relevant les affleurements des dépôts déjà effectués et rejetant les eaux vers le centre.

Les eaux sédimentaires du bassin tertiaire parisien ayant été évidemment rejetées vers l'ouest dans la vallée de la Loire, c'est encore dans la région des Vosges qu'on doit chercher l'origine de ce dernier mouvement, qui probablement a eu lieu sans que les roches soulevantes aient pu cette fois traverser l'écorce terrestre et se montrer au jour.

Les roches porphyriques et trappéennes se montrent surtout dans la partie méridionale des Vosges, qui contient aussi de nombreux filons métallifères évidemment liés à leur éruption.

Ces filons métallifères se montrent principalement sur deux points où leur exploitation a été autrefois très-active : Sainte-Marie aux Mines et Giromagny. On y a trouvé de belles zones métallifères caractérisées soit par la galène, soit par le cuivre gris.

Les mémoires du temps ont conservé la tradition des conditions de puissance et de richesse des filons principaux ; mais les tentatives de reprise faites à plusieurs époques soit à Lacroix aux Mines, soit à Giromagny, ont démontré que, pour rentrer en possession des parties utiles qui doivent encore exister dans ces filons, il faut aujourd'hui des travaux considérables.

L'Ardenne.

La zone de schistes argileux et de calcaires carbonifères, qui traverse la Belgique depuis Aix-la-Chapelle et Verviers jusqu'à Namur, se prolonge en France et y constitue la région de l'Ardenne, où se trouve le bassin de réception supérieur des eaux de l'Aisne. Cette contrée montagneuse se termine en France par de hauts plateaux, couverts de bruyères et de marécages tourbeux dits les *hautes fagnes*, dont l'altitude maximum atteint aux environs de Fumay la cote de 492 mètres.

Le massif de transition de l'Ardenne, composé de schistes argileux et de quartzites, forme sur le prolongement des Vosges l'encaissement des terrains secondaires.

Les terrains de transition des Ardennes sont éminemment schisteux; et les schistes y présentent un caractère ardoisier, qui a déterminé l'ouverture de nombreuses carrières dont les ardoises grises ou rougeâtres se répandent dans un vaste rayon. Leur ensemble constitue un vaste plateau, découpé par des vallées profondes et encaissées par des parois généralement abruptes; la Meuse traverse la plus large et la plus profonde de ces vallées, dont les bords escarpés montrent les couches ardoisières tantôt suivant leur plan de stratification, tantôt brisées et coupées obliquement ou perpendiculairement à ce plan. Ces vallées résultent évidemment de nombreuses fractures élargies et modelées par l'action des eaux.

Le littoral du bassin secondaire est encaissé par une falaise escarpée de ces terrains schisteux, qui domine de 100 à 200 mètres les terrains ondulés formés par les dépôts jurassiques. Les cultures et la fertilité de ces dépôts secondaires, résultant à la fois de leur moindre altitude, de la composition du sol et de ses conditions hygroscopiques et perméables, contrastent avec les surfaces arides et imperméables des plateaux de l'Ardenne. Sitôt qu'on est monté sur la falaise encaissante, on ne rencontre plus sur le terrain schisteux que des bois, des landes incultes ou des marécages tourbeux.

Ce contraste démontre combien il est difficile de tirer parti des sols de composition trop simple. En parcourant les plateaux schisteux, imperméables et marécageux de l'Ardenne, notre pensée se reportait vers les plateaux calcaires, fissurés et trop perméables qui dans nos régions méridionales sont aussi presque stériles, bien que la composition et la structure des roches y soit si différente. En présence de ces conditions extrêmes d'imperméabilité ou de trop de perméabilité, l'industrie agricole reste également impuissante. Les habitants de Rocroy, le seul centre de population important qui existe sur les schistes de nos Ardennes, n'ont même pu créer autour d'eux les cultures nécessaires à leur alimentation.

Les fonds étroits des vallées offrent bien quelques méplats

cultivés, quelques prairies pour l'élève des bestiaux, mais les versants trop inclinés ne peuvent être utilisés, et quant aux plateaux, les forêts peuvent seules s'y développer.

L'Ardenne, considérée dans toute son étendue, est évidemment une contrée soulevée. Sur tous les points on y voit les roches siluriennes et dévoniennes fortement redressées; leur stratification est même souvent ployée et renversée de manière à déterminer de fréquentes inversions. Malgré la violence de ces bouleversements, les roches éruptives et soulevantes ne paraissent pas au jour, et l'on ne peut guère soupçonner leur voisinage souterrain que par les actions métamorphiques qui en sont résultées.

Sur plusieurs points, on a constaté la présence de porphyres gris ou verdâtres, stratifiés avec les terrains schisteux ou quartzo-schisteux; ces porphyres paraissent, en général, dus à des actions métamorphiques, qui ont feldspathisé et fait cristalliser certaines couches de schistes. On doit encore rapporter à ces actions métamorphiques les nombreux gîtes métallifères en amas ou filons qui existent sur la rive gauche de la Meuse dans la formation dévonienne.

Les vallées transversales à la Meuse ont toutes les caractères de fractures; la vallée de la Meuse elle-même, à partir de Mézières et de Charleville, suit une pente anormale qui ne peut être attribuée à une autre origine. Après avoir coulé le long des relèvements de l'Argonne en suivant les contours du terrain jurassique, le thalweg de la Meuse, au lieu de suivre la pente générale de la contrée vers le centre du bassin, se détourne, en effet, et pénètre dans les terrains schisteux par une véritable *cluse* dont les parois abruptes et déchiquetées attestent l'origine violente. Ce thalweg tourne ainsi vers le nord, traverse les terrains schisteux jusque vers Namur, et suit ensuite les relèvements dévoniens jusqu'à Liége et Verviers.

Les géologues qui ont étudié les terrains de l'Ardenne française, y ont distingué deux étages : un étage inférieur, composé

presque exclusivement de roches schisteuses, tandis que dans l'étage supérieur ces roches alternent avec des quartzites et des grauwackes. On y cite sur plusieurs points, entre la Meuse et la Semoise, quelques couches de calcaires dévoniens alternant avec des schistes.

Les Alpes françaises.

On ne peut prononcer le nom des Alpes sans exciter un désir d'excursion géologique à entreprendre, un souvenir des excursions déjà faites. La frontière de la France, depuis le lac de Genève jusqu'à la Méditerranée, est formée par les Alpes, dont les crêtes continues ne peuvent être franchies que par des cols très-élevés. Les cimes de ces crêtes atteignent des altitudes de 4815 mètres au mont Blanc, 3 934 mètres au Pelvoux, 3840 mètres au mont Viso ; les cols en passages qui conduisent en Italie, s'élevant à 2 461 mètres au col de Seigne, 2 192 mètres au Saint-Bernard, 1906 mètres au mont Cenis, 1 937 mètres au mont Genèvre.

Au delà du mont Genèvre, la crête des Alpes, relevée par le mont Viso, ne laisse d'autre passage que le col de la Traversette pour descendre vers les sources du Pô. Les Alpes Cottiennes soudent ensuite leur crête nord-sud aux crêtes transversales des Alpes Liguriennes, franchies par le col de Tende à la cote de 1 795 mètres.

En suivant sur les cartes ces crêtes saillantes et ondulées, il est difficile d'y voir l'unité d'une seule chaîne. C'est une série non interrompue de chaînes ou de massifs montagneux qui se succèdent, quelquefois se doublent et forment un obstacle continu. Les divers éléments constituants présentent chacun des caractères individuels, sous le rapport des directions et des lignes géographiques aussi bien que sous le rapport de la structure et de la constitution géologique.

Les Alpes françaises se subdivisent en massif du mont Blanc, Alpes de la Tarentaise et de la Maurienne, Alpes du Dauphiné

et du Briançonnais ; à partir du mont Viso, elles comprennent une partie des Alpes maritimes.

Dans toute la succession des régions montagneuses comprises entre le mont Blanc et le mont Viso, les terrains conservent une similitude remarquable.

Ce sont d'abord : les terrains granitiques et schisteux, formant une série de massifs et de zones, qui marquent les régions culminantes.

Le terrain houiller succède en beaucoup de points aux schistes cristallins. Il a été pendant longtemps confondu (notamment à l'époque où la carte géologique a été tracée) avec le terrain jurassique sous la dénomination de *terrain anthraxifère*, et pour se rendre compte de son étendue et de sa distribution, il faut examiner les cartes de MM. Favre, Lory, Gras, etc. Ce terrain comprend des conglomérats, poudingues et grès, des psammites et des schistes avec couches d'anthracites ; sa composition minéralogique est donc normale, sauf la nature généralement métamorphique des roches. Sa puissance est considérable et dépasse souvent 1 000 mètres.

Le terrain pénéen manque dans les Alpes ; mais le trias est visible presque partout, en zones plus ou moins développées.

Ce trias alpin se compose, quand il est complet, de trois étages distincts : ce sont des grès passant aux quartzites qui représentent assez bien le grès bigarré ; des calcaires magnésiens ; des schistes lustrés, bariolés, avec bancs de cargneules, dolomies, gypse ou anhydrite.

A ces zones d'affleurement assez étroites, et qui pourtant atteignent en plusieurs points près de 1 000 mètres de largeur, succèdent les zones très-développées des terrains jurassiques.

Le lias alpin se présente dans des conditions toutes différentes de celles qui existent dans les autres contrées de la France. On peut dire, en effet, que toutes les zones d'affleurement indiquées par la carte géologique ne désignent que le lias des contrées littorales, caractérisées par les calcaires à gryphées et par les

marnes à bélemnites ; les mollusques, abondants sur ces côtes liasiques, y ont laissé des fossiles nombreux. Dans la région des Alpes les gryphées n'existent plus, parce que les dépôts formés au large représentent un lias pélagique dans des conditions toutes différentes. Les calcaires puissants du lias, les schistes qui les surmontent, les calschistes qui sur certains points représentent l'ensemble du terrain jurassique, atteignent des puissances de 5000, 8000 mètres et au delà ; les débris organiques y sont excessivement rares, et ceux qui s'y trouvent accidentellement ont été rendus indéterminables par les actions métamorphiques.

A partir des environs de Digne, on ne voit plus de gryphées dans les calcaires du lias, dont la puissance va toujours se développant vers la Tarentaise, la Maurienne et le Briançonnais. On reste donc fort indécis en présence de ces puissantes assises calcaires ou schisteuses qui peuvent appartenir soit au lias, soit aux formations oolithiques, car les formations crétacées manquent dans cette partie des Alpes, où l'on ne trouve au-dessus des calcaires et des schistes jurassiques qu'une zone étroite de terrains nummulitiques, dépôts calcaires et schisteux dont les roches ressemblent beaucoup à celles qui ont précédé.

Le mont Blanc, qui forme la tête nord de notre frontière alpestre, présente, au milieu de ces terrains, des conditions remarquables d'individualité et d'unité géologiques. La crête culminante est formée par une saillie dorsale de protogines et de schistes cristallins, sur une longueur d'environ 30 kilomètres du col Ferret au col du Bonhomme, avec une largeur de 10 à 12 kilomètres. Ce massif a été soulevé à travers toute la série des terrains secondaires qui lui étaient superposés.

Les terrains qui ont traversé les dépôts secondaires sur cette longueur, ont dû non-seulement soulever les bords de la fracture ouverte en forme de boutonnière, mais refouler de chaque côté les terrains soulevés à des distances de plusieurs kilomètres. Ces mouvements gigantesques n'ont pu s'effectuer sans briser et renverser les stratifications en une multitude de points ; de

telle sorte que, pour en rétablir l'ordre, il a fallu suivre pas à pas les fragments disloqués de toutes ces masses, et chercher en même temps les caractères géologiques et minéralogiques qui pouvaient permettre de les classer. Cette classification est d'autant plus difficile que, sur toute l'étendue des Alpes, les terrains secondaires ont été profondément altérés ; leurs caractères minéralogiques sont complétement modifiés, et le métamorphisme semble même avoir eu pour effet de détruire les traces des débris organiques qui pouvaient y exister.

Lorsque par la voie d'un chemin de fer on se trouve transporté subitement dans la région des Alpes, en Maurienne, par exemple, on est frappé des caractères anciens que présentent les roches. Les calcaires sont compactes et de couleurs sombres, massifs ou sillonnés de délits coupant les stratifications ; les roches argileuses sont schisteuses et même ardoisières ; les grès sont compactes et passent aux quartzites. Si l'on ne savait à l'avance l'âge géologique récent de ces terrains, on serait tenté de les placer parmi les plus anciens, ainsi que l'avaient fait les premiers géologues.

Les schistes ardoisiers sont l'expression la plus frappante de ces transformations minéralogiques. On est habitué à ne les voir que dans les schistes siluriens, tandis qu'on exploite des ardoises dans tous les terrains des Alpes, dans les schistes houillers triasiques et jurassiques et même à Montricher, dans les schistes nummulitiques [1].

[1] Lorsqu'on parle de roches métamorphiques, il semble que l'on évoque l'intervention des phénomènes les plus violents et des fournaises souterraines les plus énergiques ; il est démontré, au contraire, que des actions très-faibles, lorsqu'elles ont été très-prolongées, ont pu déterminer les transformations les plus complètes dans toutes les roches. Ainsi, dans les terrains houillers, certaines couches ont pris feu dans les travaux souterrains et continuent de brûler, bien que toute communication avec l'air ait été barrée aussi hermétiquement que possible; quelques faibles vapeurs fumerolles attestent seulement à l'extérieur l'existence permanente de ces feux souterrains.

Lorsqu'ensuite on dut ouvrir par des tranchées les terrains traversés par ces émanations, on les a trouvés rubéfiés et endurcis comme s'ils eussent été calcinés; certaines parties argileuses étaient à l'état de porcellanites, comme si elles eussent subi le contact du feu. En réalité, l'intensité du feu, même dans la couche de houille, avait été si faible que l'on put, après quelque vingt ans, rentrer dans les travaux et en reprendre l'exploitation.

Dans un autre cas, des phénomènes plus rapides se sont passés sous nos yeux. Des

Ces altérations augmentent à mesure que l'on s'approche des centres de soulèvement; elles diminuent à mesure qu'on s'en éloigne, les roches reprenant peu à peu leur caractère normal. M. Elie de Beaumont a bien défini cet effet progressif du métamorphisme, en le comparant aux altérations graduelles que subit un arbre carbonisé à l'une de ses extrémités : entre le point où le tissu du bois est complétement altéré et celui où il est intact, une partie intermédiaire établit le passage plus ou moins graduel.

Avant d'atteindre le massif du mont Blanc, on peut en beaucoup de points reconnaître encore les terrains appartenant aux principales divisions géologiques, et en 1868, M. Alphonse Favre, professeur à Genève, a publié une carte géologique de la région du mont Blanc sur laquelle cette série est complétée. Depuis les protogines de l'axe culminant, on reconnaît successivement : les schistes cristallins du Brevent et des aiguilles Rouges; le terrain houiller représenté par les grès et les poudingues de la Tête noire ; le trias par des arkoses, des quartzites, des cargneules et des schistes, en zônes plus ou moins développées au-dessous des masses jurassiques; le lias représenté soit par des calschistes cristallins, soit par des calcaires puissants, tels que ceux de la Croix-de-Fer, près du col de Balme. Les terrains néocomiens et crétacés, rejetés plus au loin, ont mieux conservé leurs caractères lithologiques et paléontologiques. Enfin sur l'enceinte

travaux souterrains ouverts dans une couche de houille, à une faible profondeur, avaient été envahis par des feux et bouchés. Trente ans après, ces travaux sont repris à ciel ouvert : on enlève les schistes superposés à la couche de houille et on exploite les parties successivement découvertes. 10 à 15 mètres de schistes présentaient une tranche superposée à la houille, qui, au contact de l'air, avait repris feu en plusieurs points; des tuyaux avaient été disposés de manière à éteindre ces feux, et cette eau introduite incessamment dans les fissures de la houille produisait des vapeurs qui traversaient les fissures des schistes. On ne voyait de feu nulle part, et les vapeurs n'étaient ni assez chaudes ni assez abondantes pour qu'on ne pût tenir la main dans les fissures d'où elles sortaient; cependant, au bout de quelques mois, les schistes ainsi traversés, que nous avions vus noirs, avec un caractère houiller très-prononcé, étaient d'un rouge intense, en masses fissiles hachées de fissures perpendiculaires à la stratification. Ces schistes ainsi modifiés nous rappelèrent les argiles schisteuses rubéfiées qui se trouvent en beaucoup de points des Alpes.

montagneuse qu'ils constituent se trouvent les mollasses tertiaires en couches redressées et accidentées, mais sans altération. Ces divers terrains entourent de ceintures successives les massifs culminants formés par les granites et les schistes cristallins ; et cette succession de montagnes représente une série de monuments géologiques d'après lesquels l'observation doit suivre l'histoire de la formation des Alpes.

Commencer l'étude des Alpes par le mont Blanc, c'est aborder immédiatement la région la plus difficile ; car autour de ce massif culminant toutes les roches sont cristallines et métamorphiques. Ce qui jette tout d'abord la plus grande incertitude sur l'examen des terrains des versants de la vallée de Chamonix, c'est que les montagnes du Brevent et des aiguilles Rouges, qui encaissent la rive droite, sont composées, comme celles du massif du mont Blanc, de schistes cristallins. Pour trouver les terrains secondaires, il faut monter au col de Balme, que l'on atteint en suivant à l'ouest les roches du trias surmontées par les calcaires liasiques de la Croix-de-Fer, dont les tranches soulevées descendent jusqu'au Trient. A l'extrémité opposée du mont Blanc, les couches redressées et renversées de grès, de schistes et de cargneules du col du Bonhomme représentent aussi le trias, et plus loin les calcaires du lias sont relevés sur l'arête longitudinale. Les crêtes cristallines, considérées dans leur ensemble, surgissent ainsi à travers les terrains secondaires qu'elles ont fracturés et refoulés latéralement.

Ces refoulements latéraux ont bouleversé tous les terrains secondaires. Malgré ce bouleversement des stratifications et l'altération métamorphique des roches, le côté de France est celui qui permet le mieux de reconnaître les terrains et leur stratigraphie ; mais pour en apprécier le caractère normal il faut s'éloigner des massifs cristallins et examiner, par exemple, les versants du Buet et de la vallée de Sixt, en prenant pour guide l'ouvrage si remarquable de M. Favre.

Les dernières pentes du Buet descendent dans la vallée de Sixt par le Tanneverge ; elles sont rapides et présentent une

succession d'escarpements abrupts formés par des calcaires solides, et de couches en talus d'éboulements résultant des roches schisteuses. Sur ces escarpements qui se retrouvent souvent sur les versants des grandes vallées des Alpes, on voit se profiler les alternances des roches stratifiées, dont le Tanneverge du Buet est un exemple.

Ces roches, il faut en convenir, n'ont guère les caractères des formations qu'elles représentent, mais leur ordre stratigraphique, leur composition réelle, plutôt que leurs caractères, les fossiles qui y ont été trouvés constituent une série de preuves à l'appui

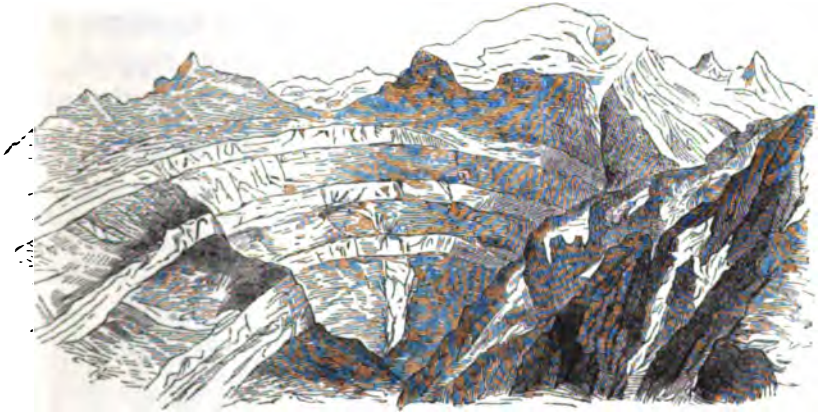


Fig. 7. — TANNEVERGE DU BUET (Favre).

du rang géologique qui leur a été attribué par M. Favre. Le Buet se compose, dit-il, des terrains suivants :

Terrain jurassique.	Schiste calcaire, fendillé, rubané, plissé à veines de quartz et de spath calcaire. Ardoises à bélemnites.
Terrain triassique.	Calcaire rosâtre. Cargneule avec baryte sulfatée. Schistes argilo-ferrugineux rouges et verts. Grès et arkoses.

Le tout en stratifications ondulées, reposant sur les strates verticales des schistes métamorphiques qui forment le massif des aiguilles Rouges et du Brevent.

La vallée de Sixt est une vallée de fracture de formes grandioses. Les terrains jurassiques et triasiques, bombés en forme de voûte, se sont brisés en produisant par leur écartement une fente angulaire dont la base a pénétré dans les couches du trias, et les deux versants rapides qui ont été ainsi déterminés, montrent la succession des terrains secondaires brisés et stratifiés en regard les uns des autres,

Sur les sommités les plus écartées, on a constaté au-dessus des terrains jurassiques un couronnement néocomien et crétacé; le gault étant constamment représenté, entre ces deux formations, par des grès verts qui renferment des fossiles abondants et caractéristiques. Les pointes des Fiz, les cimes d'Avoudruz et de la Dent-du-Midi sont des localités classiques sous ce rapport.

Cette succession de terrains et leur disposition stratigraphique sont expliquées par la coupe du Buet et des aiguilles Rouges (fig. 8).

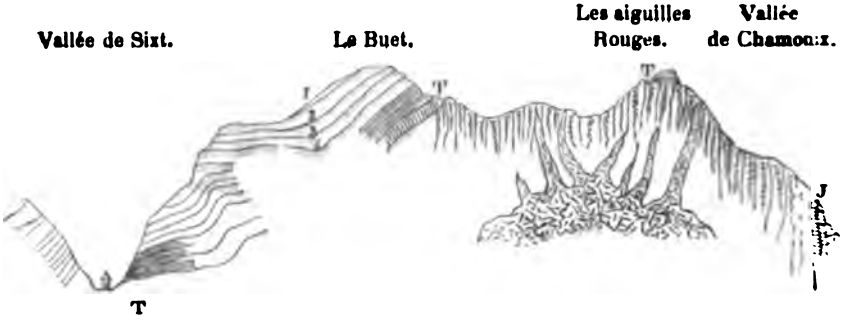


Fig. 8. — COUPE DU BUET ET DES AIGUILLES ROUGES (Favre).

D'après cette coupe, les couches supérieures du Buet, consistant en alternances de calcaires noirs (1), calcaires gris (2), calcaires argileux (3), calcaires noirs (4), sont jurassiques et correspondent aux couches qui forment les roches dites *les Raffords* (J) de la vallée de Chamonix. Vers le contact du système jurassique du Buet avec les schistes cristallins des aiguilles Rouges, se trouvent des couches appartenant au trias (T), qui des hauteurs de plus de 2000 mètres tombent à la cote de 745, au fond de la vallée de Sixt. Un lambeau de ces terrains secondaires, resté sur le

sommet des aiguilles Rouges (T), démontre l'action du soulèvement qui a percé et refoulé leurs stratifications.

Sur le versant opposé au Buet, au-dessus de la vallée de Sixt, s'élèvent les roches de Sambet, de Salles, des Fiz, dont les parties supérieures sont formées par les couches néocomiennes, crétacées et nummulitiques superposées au système jurassique.

Le massif des aiguilles Rouges diffère notablement de celui du mont Blanc. On a pu considérer son soulèvement comme un épisode de celui du mont Blanc, auquel il est exactement parallèle et dont il semble une dépendance; mais l'examen des roches ne permet pas cette assimilation. Les roches des aiguilles Rouges n'ont pas les mêmes caractères de métamorphisme; elles dérivent évidemment des granites qui affleurent en beaucoup de points de leur base. Ces granites à petits éléments ont un caractère porphyroïde et essentiellement éruptif; les schistes qu'ils ont soulevés et altérés, sont ferrugineux, micaschisteux et gneissiques; tandis que le caractère exclusivement talqueux des schistes du mont Blanc dérive des protogines; les altérations amphiboliques qui s'y montrent en quelques points, résultent des roches serpentineuses.

Fig. 9. — COUPE DU MONT BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES.

La symétrie des deux soulèvements est indiquée par la coupe transversale (fig. 9) de la vallée de l'Allée-Blanche à la vallée de Chamonix.

Dans la vallée de Chamonix, on a découvert, pour les exploiter, les dolomies du trias (T), renversées sous les stéaschistes et les protogines du mont Blanc. Du côté de l'Allée-Blanche, ces dolomies se retrouvent également renversées et appuyées sur les calcaires jurassiques (J, T). Sur la rive droite de l'Arve se

montrent encore les calcaires jurassiques, passant avec le trias par-dessus les aiguilles Rouges et allant plonger à contre-pente sur le versant des roches de Salles, en dessous des terrains néocomiens, crétacés et nummulitiques.

Malgré les différences qui existent entre le massif des aiguilles Rouges et celui du mont Blanc, les époques de soulèvement ont dû être très-rapprochées, car les mêmes formations ont été affectées, ainsi qu'il résulte des relations indiquées par cette coupe.

La plus élevée des aiguilles Rouges porte à son sommet un lambeau des dépôts triasique et jurassique que le massif granitique et schisteux a dû fracturer, soulever et refouler pour se faire place à la surface.

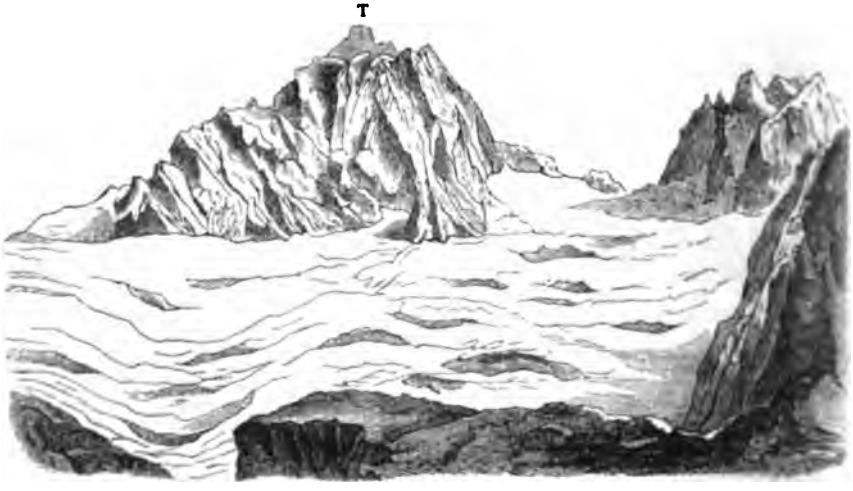


Fig. 10. — LA GRANDE AIGUILLE ROUGE (Favre).

Ainsi la pointe la plus saillante du massif soulevant a emporté et conservé à son sommet un fragment de la nappe sédimentaire superposée, en lui conservant dans son mouvement ascendant la position à peu près horizontale qu'elle avait. Ce fragment présente à la base des grès arkoses, des schistes rouges et verdâtres, et des cargneules appartenant au trias. Ces couches triasiques sont surmontées par des alternances calcaires de diverses couleurs et par des calschistes noirâtres qui contiennent des bélemnites et des ammonites, et appartiennent au terrain jurassique.

Ce fragment soulevé sur les schistes micacés et gneissiques de l'aiguille et représenté sur la coupe du Buet, a été dessiné par M. Favre sous ses divers aspects. La figure 10 indique la position qu'il occupe en T.

Il paraît résulter de la disposition des terrains que le groupe granitique et schisteux des aiguilles Rouges est, en effet, le massif soulevant du Buet; qu'il se lie au soulèvement qui a déterminé la fracture représentée par la vallée de Sixt, et qu'il a par conséquent affecté avec le terrain jurassique, les terrains néocomiens et crétacés. Ce soulèvement a pu précéder celui du mont Blanc, qui a suivi une fracture parallèle en exhaussant un sol déjà accidenté et augmentant dans une proportion énorme les effets des refoulements latéraux.

Les lambeaux de terrains triasiques et jurassiques qui sont restés au fond de la vallée de Chamonix démontrent que la nappe secondaire subsistait le long des aiguilles Rouges, lorsque le soulèvement du mont Blanc est venu la percer de nouveau et compléter les Alpes grandioses que nous admirons aujourd'hui. Entre la base du Buet et la base du Cramont, il y a 20 kilomètres à vol d'oiseau; il a donc fallu que les dépôts secondaires fussent refoulés d'environ 10 kilomètres de chaque côté par les redressements, plissements et glissements qui ont dû se produire. N'est-il pas naturel que nous trouvions aujourd'hui des bouleversements et des renversements de la stratification qui semblent inexplicables?

Ces problèmes, nous l'avons dit, sont un des charmes des excursions dans les Alpes. Le géologue ne reste pas constamment courbé sur le sol, examinant les caractères des roches et cherchant des fossiles; ses études portent sur des masses immenses dont il peut explorer les escarpements, et lorsqu'il s'élève sur ces masses, elles s'étendent jusqu'aux limites de l'horizon en lui permettant d'interpréter les grands traits de l'orographie du sol et de la stratigraphie des terrains.

Les Alpes de la Maurienne et de la Tarentaise offrent un champ

d'exploration spécial, dans lequel la série des terrains est plus complétement représentée. Dans cette contrée, le terrain anthraxifère se rapproche des conditions normales du terrain houiller par ses couches d'anthracite et par les fossiles végétaux qui abondent dans les schistes ; les grès quartzites, les calcaires cargneules, les gypses et les schistes bariolés du trias sont plus développés ; le lias est représenté par des calschistes très-puissants qui conduisent, non sans bien des incertitudes, aux calcaires jurassiques et néocomiens ; au-dessus on a trouvé des calcaires et des schistes nummulitiques qui annoncent la partie inférieure des terrains éocènes.

Les sommités de la Maurienne, et notamment celles des contreforts qui encaissent la rive droite de l'Arc, sont souvent composées de granites. Ce sont, suivant l'expression de M. de Mortillet, des *trouées* de granites porphyroïdes, qui ont accidenté ces terrains. Il existe donc dans cette région non pas un centre de soulèvement, mais une série de points qui peuvent être considérés comme tels. Entre ces divers points, les terrains sédimentaires ont été ployés et comprimés, de manière à présenter une série de V, disposition dont la stratigraphie des terrains accidentés offre de si nombreux exemples.

Dans chacun de ces V, on a reconnu, succédant aux gneiss ou schistes cristallins, le terrain houiller anthraxifère souvent exploité et assez bien déterminé pour qu'on ait pu y compter trois couches d'anthracite qui se retrouvent sur divers points situés à des distances assez considérables. Viennent ensuite les diverses roches précitées comme représentant le trias, puis les calcaires du lias ; sur quelques localités, des calcaires avec nummulites ont été trouvés, nummulites bien petites et bien imparfaitement tracées, mais enfin appréciables.

La coupe ci-après indique les trouées granitiques (G) qui ont accidenté les terrains de la Maurienne et ployé en V successifs les terrains anthraxifères (*a*, *a*). Les schistes cristallins inférieurs (S) forment les montagnes culminantes sur la rive droite de l'Arc, vis-à-vis l'entrée du tunnel percée dans les terrains

grès anthraxifères. Au-dessus de Saint-Jean, le terrain nummulitique (N) a été reconnu au centre du grand V qui a formé la vallée.

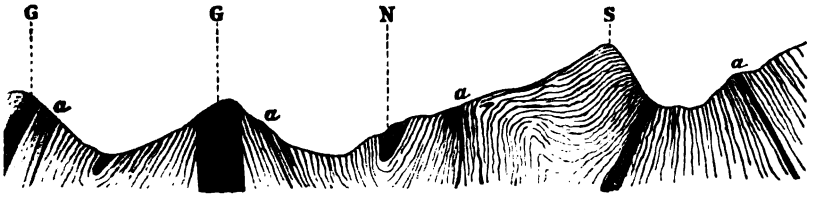


Fig. 11. — COUPE DE SAINT-JEAN DE MAURIENNE A LA PERCÉE DU TUNNEL DES ALPES.

Remontant la vallée de l'Arc, on arrive en face des escarpements dénudés des Encombres, où la succession des terrains a pu être constatée mieux que partout ailleurs. En traversant ce col pour aller en Tarentaise, on se trouve entre le terrain houiller et le trias représenté par des quartzites, des schistes argilo-ferrugineux, des cargneules et des dolomies avec gypse; viennent ensuite les calcaires surmontés par les schistes du lias, ainsi qu'il sera expliqué ci-après.

Après avoir étudié les déterminations géologiques du col des Encombres, on peut aborder la haute vallée de l'Arc, l'Esseillon, Modane et le mont Cenis. On y retrouve, en effet, les mêmes éléments, avec une exagération des bouleversements stratigraphiques et des altérations métamorphiques des roches. Les géologues ont beaucoup discuté sur les problèmes posés dans le massif du mont Thabor et du mont Cenis; le percement du tunnel est venu préciser les questions, sinon les résoudre.

Le percement du mont Cenis est à la fois un des plus beaux travaux de l'époque et une étude géologique importante. Ce percement, de 12 220 mètres de longueur, a traversé, des Fourneaux à Bardonnèche, le massif montagneux du col de la Roue, qui servait de route traversière pour aller en Italie, avant que la route fût établie par le col du mont Cenis situé à 24 kilomètres au nord-est. L'altitude de l'entrée du tunnel est, du côté de Modane, à la cote de 1 202 mètres, et du côté de Bardonnèche à la cote de 1 335. Malheureusement, une crainte chimérique de rencon-

trer de grandes masses d'eau dans le trajet lui a fait donner une double pente vers les deux entrées.

Au moment où l'on commençait ce percement, en 1853, des coupes géologiques furent établies par M. Sismonda et par M. de Mortillet, et l'exécution en a démontré la justesse ; considération intéressante, en ce qu'elle prouve que les coupes géologiques établies d'après l'exploration des surfaces peuvent présenter l'exactitude désirable.

Les terrains signalés par les coupes étaient depuis longtemps l'objet de controverses presque passionnées. M. Elie de Beaumont les considérait tous comme formant un système unique et concordant, appartenant au terrain du lias. Le plus grand nombre des géologues, entre autres M. Favre, Lory et de Mortillet, considèrent le terrain anthraxifère des Alpes comme terrain houiller ; les quartzites, les cargneules avec gypses et anhydrites, comme représentant le trias, et la série des roches calcaréo-schisteuses, comme appartenant au lias. On voit que les deux opinions sont diamétralement opposées et que la conciliation est impossible ; on espérait que le percement du tunnel, qui coupe les trois systèmes de couches, déciderait la question.

M. Elie de Beaumont a subdivisé les terrains traversés en six zones qui, à partir de Modane, se succèdent dans l'ordre suivant :

1° La zone anthraciteuse, rencontrée (après une traversée de 128 mètres d'éboulis) sur une longueur de 1 967 mètres, correspondant à une épaisseur normale de 1 137 mètres. Cette zone a présenté d'abord des alternances de grès quartzo-talqueux, gris verdâtre, de divers grains, généralement durs. On a pu y choisir des variétés grenues et de dureté moyenne pour y tailler les pierres du muraillement. A ces grès ont succédé des alternances de psammites avec des schistes gris et noirs, contenant deux bancs d'anthracite, alternances qui sur plusieurs points avaient une telle identité avec celles du terrain houiller, qu'on les aurait vues sans étonnement dans une galerie d'un de nos bassins les mieux caractérisés. Les grès talqueux et micacés de l'entrée ont l'apparence de gneiss plutôt que de grès houillers ; on peut les

suivre jusqu'à Saint-Michel, où ils appartiennent évidemment au terrain anthraciteux avec empreintes de végétaux houillers. Sur l'autre versant de la vallée de l'Arc, vis-à-vis l'entrée du tunnel, ces grès sont appliqués sur de véritables gneiss cristallins, à grands cristaux de feldspath, qui représentent les roches encaissantes, les plus anciennes du pays.

2° La zone des quartzites, suivie sur une longueur de 381 mètres et représentant une épaisseur normale de 220, a été ensuite traversée. Ces quartzites sont blancs, très-durs, nettement stratifiés; certains bancs présentent encore la texture un peu grenue des grès métamorphiques.

3° La zone calcaréo-gypseuse, citée comme occupant une longueur de 858 mètres pour une épaisseur normale de 496, comprend des gypses blancs passant à l'anhydrite saccharoïde, des cargneules ou calcaires dolomitiques, puis des calcaires durs et cristallins.

4° La zone des schistes calcaires ou argileux, gris noirâtres, à veines spathiques, d'apparence généralement luisante et métamorphique, qui occupe tout le reste de la longueur du tunnel.

Le pendage des couches traversées par le tunnel présente des anomalies importantes à constater. En effet, les géologues avaient signalé les couches comme plongeant à contre-pente du versant de la montagne, et ce pendage était normal, en ce sens que les grès et schistes du terrain houiller passaient au-dessous des quartzites et des cargneules du trias; mais, par un de ces ploiements fréquents dans les terrains des Alpes, le tunnel a rencontré les pendages inverses; les quartzites, par exemple, plongent en dessous des schistes houillers, sous une inclinaison de 50 degrés. Le sens de la stratification laisse donc ici dans l'incertitude; il y a deux pendages inverses, raccordés par un pli. La plupart des géologues ont considéré comme normale l'inclinaison des affleurements supérieurs; tandis que MM. Élie de Beaumont et Sismonda, s'appuyant sur les inclinaisons reconnues par le percement, persistent à considérer tout l'ensemble comme renversé et représentant le lias.

Tels sont les éléments de la discussion toujours ouverte. Nous sommes de ceux qui avaient suivi, il y a trente ans, la manière de voir de M. Élie de Beaumont au sujet du lias alpin, mais qui, après un examen du terrain anthraxifère à la Mure et en Maurienne, le considèrent comme houiller; qui, après avoir vu les grès, cargneules, dolomies et gypses autour du mont Blanc, au val des Encombres, dans la vallée de l'Arc, puis enfin dans le tunnel, admettent que les caractères lithologiques et stratigraphiques caractérisent ces roches comme appartenant au trias.

De telle sorte que le tunnel, à partir de l'entrée de Modane, aurait traversé 1137 mètres d'épaisseur normale de terrain houiller; 716 mètres de trias; le reste devant être attribué à la période jurassique. Nous admettons que cet ensemble a pu réellement subir un renversement, par un pli supérieur qui a déterminé les pendages à l'envers au niveau du tunnel.

Cette succession se trouve indiquée par la figure 12, dont le premier plan indique la succession du terrain houiller (H), des quartzites (Q), des dolomies, gypses et cargneules du trias (T), et des calschistes du lias (L); le mouvement présumé des stratifications en profondeur devant ramener le pendage dans le sens normal. La partie perspective indique, d'après le dessin de M. Hubert, les mouvements des accidents de la surface qui, du hameau des Fourneaux et des roches de l'Esseillon, s'élèvent jusqu'aux plateaux élevés du col du mont Cenis.

Les terrains qui encaissent la vallée de l'Arc, notamment aux environs de l'Échaillon, de la Chambre et du val des Encombres, sont les mieux disposés pour analyser l'âge et la succession géologique des formations qui constituent les Alpes. Ils servent d'introduction naturelle à l'étude des terrains percés par le tunnel des Alpes et que traverse la route du mont Cenis, de l'Esseillon à Suze. La Société géologique, réunie en 1861 à Saint-Jean-de-Maurienne, en a fait un examen spécial.

Au bourg de la Chambre, la vallée de l'Arc s'élargit, et le granite affleure sous forme d'un dyke puissant, qui a soulevé et

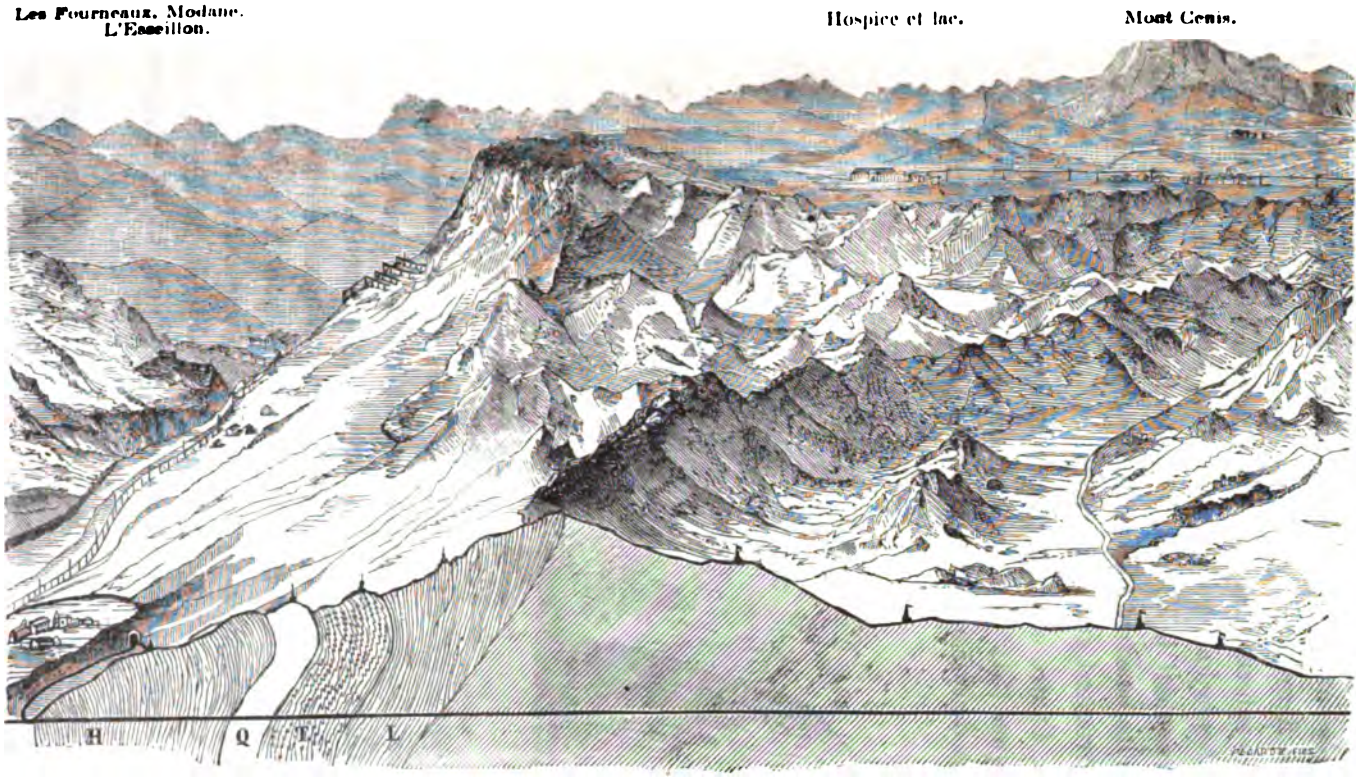


Fig. 12. — COUPE DES TERRAINS TRAVERSÉS PAR LE TUNNEL DES ALPES.

redressé toute une série de couches dont la nature minéralogique est très-variée. M. Rolland a représenté cette disposition par la coupe figure 13.

Des alternances puissantes de schistes argilo-calcaires et de schistes ardoisiers (SA), dans lesquels une carrière a été ouverte, représentent le lias; on y a trouvé des bélemnites. Ces schistes, dont les couches sont presque verticales, sont interrompus par le soulèvement granitique (Gr).

De l'autre côté du granite apparaissent les schistes cristallins azoïques (S); puis un système de schistes et dolomies (T) avec bancs de calcaires dolomitiques (C, C), dans lesquels se trouvent

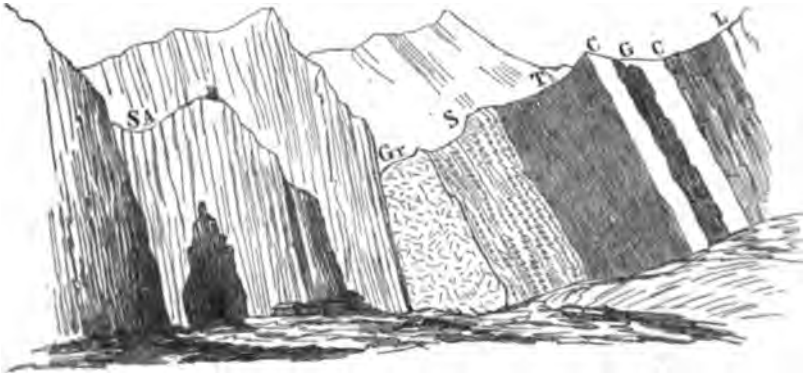


Fig. 13. — COUPE A LA CHAMBRE (Rolland).

des gypses (G) interstratifiés; puis enfin le système des schistes argilo-calcaires et ardoisiers à bélemnites, qui représentent le lias (L). Il est évident que le système qui apparaît ainsi superposé au granite et aux schistes cristallins azoïques représente un développement considérable du trias, auquel les dolomies et les gypses donnent un caractère minéralogique tout spécial.

Au val des Encombres, la même série de terrains se présente sous forme de masses élancées et découpées dont l'altitude atteint 2825 mètres au Grand-Perron.

Ce pic culminant (fig. 14) est formé de calcaires massifs qui appartiennent au lias. Les stratifications, fortement courbées par un double ploiement, reparaissent plus bas sur la crête

culminante; l'intervalle des deux pointes calcaires (L, L) étant rempli par des schistes qui appartiennent au lias supérieur.

L'extrados de la grande courbe calcaire (L, L) est enveloppé par des calcaires à avicula contorta représentant l'infralias.

Cet horizon une fois reconnu, si l'on examine les stratifications redressées qui forment les rochers du col des Encombres, que l'on traverse pour se rendre en Tarentaise, on reconnaît la succession suivante : des calcaires magnésiens (C), surmontés d'alternances schisteuses avec gypse (G), puis des grès blancs ou quartzites (*a*), auxquels succèdent les grès anthraxifères ou grès houillers (A).

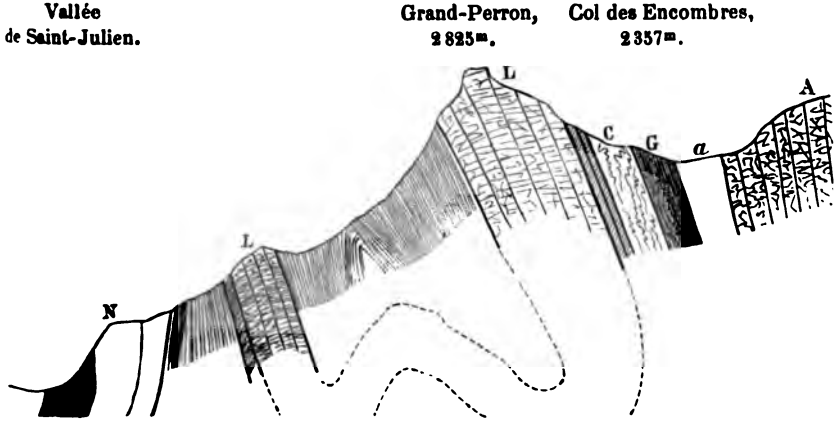


Fig. 14. — COUPE DU GRAND-PERRON ET DU COL DES ENCOMBRES.

De telle sorte que la série des terrains serait parfaitement normale, si les stratifications ne se trouvaient inversées par un renversement indiqué par la coupe figure 14.

Ce renversement général des stratifications est confirmé lorsqu'on descend de cette crête vers la vallée de Saint-Julien, où l'on trouve, en stratifications toujours inversées, les grès et les schistes ardoisiers nummulitiques (N).

Les coupes de cette localité et la classification qui en résulte : 1° terrain houiller anthraxifère; 2° quartzites ou grès bigarrés; cargneules, gypses et schistes du trias; 3° calcaires et schistes du lias; 4° grès et schistes ardoisiers nummulitiques, ont été tracées par MM. Lory et Favre avec les plus grands détails. Ces coupes

confirment celle du tunnel des Alpes. Dans les deux cas, les stratifications se succèdent dans le même ordre géologique et sont renversées sur des distances considérables.

A l'appui de cette assimilation, nous ajouterons que dans des contrées qui ne sont pas les Alpes, par exemple sur la lisière méridionale des bassins houillers de Charleroi, Mons et Anzin, nous voyons des épaisseurs de terrains houillers qui atteignent plusieurs kilomètres, renversés avec pendages à l'envers et inversion stratigraphique. Nous avons d'ailleurs pu constater dans le tunnel des Alpes que les premières couches de poudingues houillers qui ont été recoupées, étaient à gros éléments, comme d'habitude les grès de la base ; que la grosseur des grains avait été en diminuant, suivant la loi générale ; que l'on était arrivé ensuite aux parties schisteuses des stratifications supérieures, schistes identiques avec ceux des terrains houillers alternant avec des couches anthraciteuses. Il est donc resté démontré, à nos yeux, que l'épaisseur de la formation avait été traversée des poudingues de la base aux schistes supérieurs ; enfin, que les quartzites, calcaires dolomitiques, gypses et anhydrites étaient, par conséquent, dans la position normale du trias. Nous nous sommes dès lors rallié aux conclusions de MM. Favre, Lory, de Mortillet, Rolland et de la plupart de ceux qui ont participé à la visite des terrains de la Maurienne lors de la réunion de la Société géologique.

La chaîne de Belledone, depuis le Grand-Charnier, au-dessus d'Allevard, dont la cime atteint 2 560 mètres, jusqu'au pic de Belledone, qui s'élève à 2 982 mètres, et au roc Taillefer, 2 861 mètres, présente une série de crêtes qui sont la continuation des Alpes du mont Blanc.

Ce sont les mêmes roches soulevantes, et M. Lory, dans sa *Description du Dauphiné*, a démontré que la similitude s'étend aux dispositions stratigraphiques. Les terrains cristallisés et cristallins, protogines, gneiss et straschistes, se sont élevés à travers des fractures linéaires, soulevant les stratifications superposées

du terrain houiller, du trias et du lias et, suivant l'expression de M. Lory, faisant *hernie* à travers la rupture.

La coupe théorique (fig. 15) indique la disposition générale des crêtes culminantes et spécialement de celle du Grand-

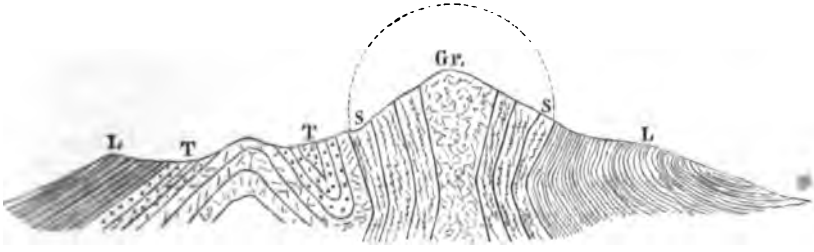


Fig. 15. — COUPE THÉORIQUE DE LA STRUCTURE EN ÉVENTAIL DE LA GRANDE CHAINE DU CANTON D'ALLEVARD (Lory).

Charnier. Le granite protogine (Gr) et les gneiss stéaschisteux (S) affectent en plusieurs points, de même qu'au mont Blanc, la disposition en éventail et refoulent les strates redressées du terrain houiller ou des formations triasiques (T, T), au delà desquelles se trouvent les calcaires du lias (L, L).

Sur la plupart des contre-forts de cette chaîne, la succession normale des terrains est assez nettement indiquée. Le terrain houiller est le seul qui soit sujet à manquer; presque toujours le trias est représenté. M. Lory a cité de nombreux exemples des superpositions, dont sa coupe, prise le long de la gorge du Bréda, près d'Allevard, est en quelque sorte le type (fig. 16).

Fig. 16. — LA GORGE DU BRÉDA, PRÈS D'ALLEVARD (Lory).

Les schistes cristallins, d'apparence talqueuse (S), forment les sommités sur lesquelles s'appuient les roches franchement stratifiées. Ce sont d'abord des grès et des quartzites qui doivent représenter les grès bigarrés, et dont les hautes cimes dentelée

attestent la résistance aux agents atmosphériques. Viennent ensuite des alternances de cargneules triasiques avec bancs de gypses (T, T), roches tendres, accusées par les dépressions de la crête; ces roches, écrasées entre les grès et les masses superposées, semblent avoir une moindre inclinaison, mais en réalité la stratification reste concordante.

Sur ces terrains triasiques repose le lias (L), représenté par des alternances innombrables de petits bancs calcaires, gris ou noirâtres, séparés par des marnes schisteuses; les bancs sont divisés par des fissures obliques au plan de stratification qui, sur beaucoup de points, prennent le dessus et donnent aux masses l'apparence d'une stratification dans un autre sens. Ces grandes masses de calschistes sont démontrées liasiques par des fossiles défigurés, qu'on a pu y reconnaître.

L'*Oisans* est une contrée classique pour les études géologiques.

Les vallées de la Romanche et du Vénéon pénètrent dans les hautes Alpes, et cette voie est profondément creusée dans une région qui, des dépôts jurassiques à l'état normal, conduit aux terrains les plus cristallins, en traversant toutes les phases du métamorphisme. Les cailloux qui encombrent les thalwegs de la Romanche et du Drac annoncent les roches variées de la contrée; on peut en remonter la série jusqu'aux granites.

Au point de vue pittoresque, les vallées de l'Oisans, encaissées par les escarpements les plus abrupts et l'on peut dire les plus soutenus, trompent quelque peu les espérances et paraissent monotones; mais au point de vue minéralogique elles tiennent toutes les promesses. Les minéraux de l'Oisans, qui sont dans toutes les collections, semblent plus rares que par le passé, parce qu'on les cherche moins; ce qui résulte de ce que, les gîtes métallifères étant à peu près abandonnés, les visiteurs sont plus rares, et les chasseurs de minéraux n'ont plus continué leurs recherches si productives autrefois, surtout aux environs d'Allemont et de Saint-Christophe.

Le Bourg-d'Oisans, capitale de la contrée, est situé en aval de

l'embouchure du Vénéon, sur l'emplacement d'un ancien lac, formé par la Romanche qui en a détruit le barrage. La plaine longue et étroite qui a succédé à cet ancien lac, est une oasis dont la culture contraste avec les roches stériles qui l'encaissent. Cet encaissement, qui commence vers Allemont et se termine au-dessous de Villars-Eymond, contient précisément la succession des roches comprises entre les derniers calcaires liasiques en assises multiples, incessamment ravinées par les eaux, découpées en entonnoirs et rigoles torrentielles, et les roches les plus massives, qui conduisent aux granites, schistes phyllades, quartzites et gneiss. Cette succession de roches problématiques, parmi lesquelles se trouvent même des spilites amygdaloïdes, représente le lias, le trias et le terrain anthraxifère reposant sur les schistes de transition. M. Lory, dans sa *Description du Dauphiné,* la décrit dans les termes suivants :

« Rien n'est plus frappant, aux environs du Bourg-d'Oisans, que cette superposition des calcaires du lias sur les tranches des couches presque verticales des schistes cristallins ou des grès à anthracite. Bien que d'énormes bouleversements aient eu lieu depuis la formation du lias et que ses couches soient aujourd'hui disloquées, redressées et contournées, on les trouve encore à peu près horizontales dans leur ensemble, ou faiblement inclinées sur le sol des plateaux de Huez, d'Aurès, du mont de Lans, et de loin, de la grande route par exemple, on peut aisément apercevoir le contraste de leur position avec celle des strates sous-jacentes. On peut voir que les assises inférieures du terrain calcaire se sont moulées sur les aspérités d'un fond formé par des terrains cristallisés et par les lambeaux restant des grès à anthracite, les uns et les autres déjà profondément bouleversés, redressés, plissés, sillonnés et entamés par la dénudation. »

La vallée du Bourg-d'Oisans n'est pas un point favorable pour vérifier cette succession, mais c'est un des plus intéressants pour constater la transformation profonde de toutes les roches schisteuses et quartzeuses. On y voit, mieux que partout ailleurs, le contraste qui existe entre les pentes ravinées des calcaires au

pied desquelles se trouve une succession de petits cônes de déjections, et les escarpements abrupts et solides des roches quartzo-schisteuses qui s'appuient sur les gneiss dont les sommités se profilent vers le massif du Pelvoux.

Remontant la Romanche et le Vénéon, on aborde à Saint-Christophe, un vaste soulèvement granitique de forme circulaire, dont les sommités atteignent et dépassent 4 000 mètres. C'est une trouée, située en avant de la crête linéaire du mont Genèvre, des Alpes Cottiennes et du mont Viso ; la plus haute des sommités qui l'entourent est le mont Pelvoux.

Le massif du mont Pelvoux a été décrit en 1834 par M. Élie de Beaumont de telle manière, que ceux qui depuis ont visité la contrée n'ont pu rien ajouter à cette description magistrale. C'est un groupe montagneux, composé d'un centre granitique, sur lequel s'appuie une écorce fracturée de gneiss. Le granite dominant est une protogine à feldspath blanc, qui se rapproche de celle du mont Blanc, accompagnée de granites porphyroïdes à feldspath rose, probablement postérieurs.

La structure orographique du groupe est celle d'un cirque dont le village de la Bérarde occupe le centre ; on y pénètre par la vallée du Vénéon, qui y prend sa source. Les pentes extérieures sont assez douces, et c'est seulement par ces pentes que l'on peut atteindre les cimes du Pelvoux, des Arsines, etc. Les pentes de l'intérieur sont au contraire escarpées et entrecoupées de combes à pic qui les rendent inaccessibles. La structure géologique présente ainsi un milieu granitique qui aurait soulevé autour de lui les couches de gneiss dont les relèvements aigus forment les cimes culminantes.

Le caractère spécial du groupe résulte de ce que les masses granitiques centrales sont disposées suivant un arc de cercle très-prononcé, dont les extrémités tendent à se fermer vers Saint-Christophe ; de telle sorte qu'il en résulte une disposition cratériforme. C'est une expression des forces soulevantes encore plus expressive que celle du mont Blanc.

Les gneiss soulevés suivant la même disposition ont donné à l'ensemble une forme tronconique qui sort, comme au mont Blanc, des terrains secondaires, eux-mêmes soulevés et refoulés. Les gneiss du Pelvoux notamment se dégagent de dessous les calcaires nummulitiques qui forment le fond du val Louise. Le Pelvoux et le mont Blanc ont été probablement produits à la même époque géologique, l'un sous forme de cratère de soulèvement circulaire et l'autre de soulèvement plus linéaire.

M. Élie de Beaumont s'est appliqué à dessiner le profil des montagnes de l'Oisans, vues des environs de Guilestre (fig. 17).

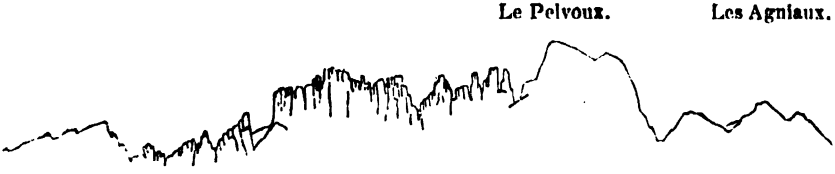


Fig. 17.— LES MONTAGNES DE L'OISANS VUES DES ENVIRONS DE GUILESTRE (É. de Beaumont).

On se trouve là en face d'une déchirure ouverte dans la ceinture de gneiss, et l'on aperçoit les montagnes centrales au-dessous du grand Pelvoux. Ces montagnes centrales sont remarquables, dit-il, par leurs formes carrées et leurs anfractuosités à pans verticaux, formes qui rappellent les obélisques et pyramides que forment les granites dans beaucoup de parties des Alpes; ces montagnes centrales sont en effet composées de ces granites.

Les gneiss stéaschistes affectent, au contraire, des formes d'écailles stratifiées, soulevées par les granites du centre. Leurs pentes, escarpées vers le centre, sont adoucies vers l'extérieur, ainsi que l'indiquent les profils du Pelvoux et des montagnes des Agniaux qui sont à la suite. Les mêmes formes sont reproduites par les montagnes de gneiss qui se trouvent du côté opposé.

Quand on mesure l'énorme trouée faite par ce soulèvement des gneiss et des granites à travers les terrains secondaires et tertiaires, les pressions latérales et les déplacements qui ont dû en résulter, on n'est pas étonné de voir les vallées de la Romanche et de la Guisanne au nord, les vallées de la Durance et de ses

affluents au sud, présenter ces terrains dans des états de perturbation incompréhensibles.

Ce sont ces perturbations profondes qui impriment un caractère tout spécial aux Alpes, surtout lorsqu'elles affectent des couches que l'on est habitué à voir peu accidentées. Les dépôts nummulitiques et les mollasses miocènes constituent la zone accidentée extérieure, les roches y ont encore conservé leurs caractères, mais les terrains crétacés et jurassiques sont dans un état de perturbation et de métamorphisme complet.

Au col du Lautaret, à 2 600 mètres d'altitude, on pourrait penser que l'on a franchi les Alpes, mais l'on aperçoit aussitôt les crêtes qui encaissent la vallée de la Guisanne, que l'on est obligé de suivre jusqu'à Briançon. De là on voit une dernière ligne à franchir, celle du mont Genèvre; le col qui existe sur ce point est le plus facile des Alpes; il serait le plus fréquenté, s'il n'était précédé par ce large et inextricable chaos des Alpes françaises.

Dans les Alpes on doit, autant que possible, ne pas examiner une montagne isolément, mais un ensemble qui permette à la fois d'apprécier la composition des étages superposés et l'allure générale de la stratification sous l'influence des phénomènes qui l'ont affectée.

M. Vignet, dans une étude sur la vallée de la haute Durance, dans le Briançonnais, fait ressortir ces deux points de vue en établissant une coupe depuis les masses ouest-sud-ouest, en contact avec le massif du Pelvoux, jusqu'à Cézanne sur la Doire, à l'est-nord-est.

Cette ligne, perpendiculaire à la direction générale du plissement, présente le résumé de tous les terrains du Briançonnais; on y rencontre successivement :

1° Les grès et quartzites houillers, avec des couches d'anthracite et les empreintes houillères caractéristiques;

2° Des schistes gris lustrés, calcaréo-talqueux, des calcaires dolomitiques avec gypses et des cargneules;

3° Des alternances de calcaires saccharoïdes compactes ou schisteux, avec des schistes diversement colorés et des marnes grises ou noires ;

4° Une grande assise de calcaires plus ou moins compactes ou grenus, fendillés et cimentés par des veines spathiques, dont quelques alternances semblent passer aux cargneules.

M. Vignet, en suivant ces diverses formations de la base du Pelvoux au col du mont Genèvre, a tracé par la coupe ci-jointe (fig. 18) les refoulements et les ploiements qui peuvent en expliquer les dispositions.

En suivant cette coupe, on voit se profiler d'abord le *Prorel* à sommets de calcaires liasiques, superposés à des calschistes, puis aux gypses et cargneules, aux quartzites et grès bigarrés du trias ; puis enfin, depuis Notre-Dame des Neiges jusqu'aux environs de Briançon, au terrain houiller anthraxifère.

Les couches du trias reparaissent sous Briançon et affleurent vers la Vachette et la Combe du Vallon, par une courbe en voûte rompue à son som-

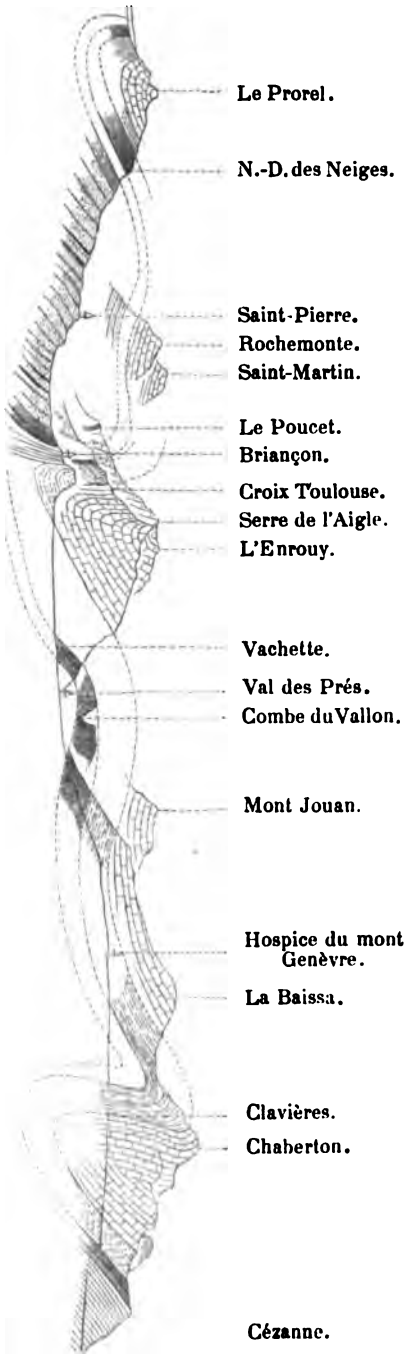


Fig. 18. — COUPE DU PROREL DE BRIANÇON, AU MONT GENÈVRE ET A CÉZANNE (Vignet).

met. Ce terrain du trias supporte la série des calschistes et des calcaires lias des hautes cimes de la Serre et de l'Enrouy.

Les calcaires du trias, superposés aux calchistes et à des schistes, constituent le mont Jouan, les montagnes de la Baissa et de Chaberton, d'où l'on descend vers Cézanne, où l'on voit pointer les masses serpentineuses et affleurer encore le trias superposé à des schistes cristallins.

Aux environs de Cézanne, les grandes trouées serpentineuses introduisent de nouveaux éléments de métamorphisme; les calcaires se transforment en cargneules rubéfiées que baignent les alluvions chargées de galets, d'euphotides et de variolites. Les schistes calcaires sont verts, lustrés et serpentineux.

M. Vignet remarque, en outre, que certaines vallées, au lieu de suivre les fonds de bateau des plis, comme dans les pays faiblement ondulés, sont ouvertes dans les parties convexes par des cassures de la voûte, tandis que les deux pendages d'une partie repliée, appliqués et refoulés l'un sur l'autre, ont été exhaussés de manière à former les cimes culminantes au-dessus de Briançon.

La région du mont Genèvre présente un intérêt spécial comme gisement des éruptions trappéennes auxquelles, suivant toute probabilité, est dû le soulèvement principal des Alpes. Ces roches sortent au jour vers le col, entre les schistes talqueux et les calcaires jurassiques qui constituent les cimes culminantes.

Là, comme en beaucoup de points des Alpes, les roches éruptives, euphotides, variolites, serpentines, ne se montrent à la surface que sous forme de blocs entassés, provenant du délitement sur place de masses autrefois protubérantes, mais dont les contours éboulés ne présentent plus de formes définies. Ces blocs, entassés et dispersés sur toutes les pentes d'aval, sont formés des parties les plus solides de masses ophiolitiques à structure globuleuse; les agents atmosphériques ont fait disparaître les parties délitables qui les enveloppaient.

Mais si le caractère éruptif de ces roches ne ressort pas d'une

manière évidente de leurs formes de dykes ou de typhons, il est nettement précisé par leur composition labradorique et magnésienne, par la structure cristalline des euphotides, par la structure orbiculaire des variolites, par les actions énergiquement métamorphiques exercées sur les roches traversées.

Ces actions métamorphiques ont eu pour résultat la transformation en schistes talqueux et chloriteux d'épaisseurs considérables de roches dont on ne saurait indiquer ni l'âge géologique, ni même la nature minéralogique première. Beaucoup de ces roches, verdâtres, dures, à la fois feldspathiques et siliceuses, sont assimilables aux roches problématiques désignées sous les dénominations vagues de *cornéennes* et *aphanites*. Sur plusieurs points, ces schistes un peu calcaires et passant à des cargneules, paraissent représenter le trias métamorphique au-dessous des puissantes assises du lias.

Cette assimilation de la série des terrains du mont Genèvre à celle de la Maurienne et de la Tarentaise est confirmée lorsqu'on descend vers Cézanne et Savoulx, où l'on trouve la succession des terrains aussi complète qu'à l'Echaillon et au col des Encombres. On voit, en effet, affleurer à Savoulx les schistes gneissiques cristallins, surmontés de quartzites et de schistes lustrés, puis les cargneules du trias et des dolomies avec gypse, puis enfin les calschistes et les calcaires lias du Briançonnais.

La ligne du mont Genèvre au mont Viso est ainsi caractérisée par les euphotides, variolites, serpentines et diorites, affleurant au jour par dykes et typhons sporadiques. Ces roches, d'un vert noirâtre, ont imprimé aux masses schisteuses métamorphiques leur aspect sombre et sinistre, qui contraste avec l'aspect rosé des granites de l'Oisans; elles appartiennent toutes à la série des éruptions serpentineuses qui, sur le versant italien, se continuent jusqu'au pied du mont Rose.

Les serpentines et les amphibolites sont les roches soulevantes des Alpes; elles jouent le même rôle dans les Apennins, et sur beaucoup de points de ces régions montagneuses, les

terrains soulevés de la surface, granitiques, schisteux ou calcaires, semblent superposés à un bain souterrain de ces roches éruptives qui, en quelques localités seulement, ont pu se frayer un passage jusqu'au jour. Au mont Viso comme au mont Genèvre, les masses serpentineuses ont fait leur trouée et imprimé leurs caractères métamorphiques aux terrains schisteux; elles sont là dans des conditions de gisement qui attestent leur rôle de roches à la fois soulevantes et éruptives.

Peut-on dire que les roches serpentineuses ont joué le même rôle dans toutes les Alpes?

Partout en effet, sans rencontrer de grandes masses, on trouve les indices de leur présence souterraine : les serpentines, les euphotides, les hypersténites, les amphibolites se manifestent par des débris, par des blocs provenant des éboulements ou des glaciers. Le mont Blanc, par exemple, envoie par le glacier des Bossons une assez grande variété de ces roches trappéennes, dont on ne connaît pas le gisement; les couches, redressées en aiguilles aux grands et petits Mulets, contiennent des schistes métamorphiques avec tous les caractères qui annoncent leur voisinage.

Les Alpes maritimes qui, se détachant du mont Viso, forment l'encaissement du bassin du Pô, nous présentent les mêmes indices. Nous les avons constatés aux approches du Cluchelier et du mont Clapier entre Saint-Etienne et Coni; les roches éruptives et métamorphiques y étant liées non-seulement avec les soulèvements, mais avec les filons cuprifères reconnus vers les contacts des terrains schisteux à Rora, Bollena, etc.

Dans les parties de ces Alpes où les terrains crétacés et jurassiques forment exclusivement les montagnes, les serpentines sont encore dans les profondeurs du sol. Pour s'en convaincre, il suffit d'examiner les altérations métamorphiques imprimées en une multitude de points aux roches schisteuses et calcaires. Les calcaires les plus compactes deviennent par exemple incohérents et se résolvent en un sable dolomitique; sur d'autres ils se verdissent et s'imprègnent d'une pâte serpentineuse.

Le mont Cau, derrière Nice, ramification des Alpes de Saint-Martin de Lantosque, présente de ces exsudations serpentineuses. Un fait surtout nous a paru en attester l'étendue souterraine et cachée.

En effet, lorsque dans un ravin on rencontre parmi les galets des cailloux serpentineux, on n'arrive pas toujours à trouver le point d'où ces fragments sont partis. Mais il est arrivé qu'à Saint-André, où sont ouvertes au pied des contre-forts du mont Cau les principales carrières de Nice, une de ces carrières, entamée sur un escarpement de calcaire parfaitement sain et compacte, fournit peu à peu des calcaires de plus en plus fendillés. Ces calcaires fendillés devinrent bientôt friables, dolomitiques ; puis on arriva à toucher les roches vertes qui enveloppent la serpentine et annoncent son approche. La carrière fut alors abandonnée, mais le fait géologique reste acquis.

Ainsi tel promontoire, telle montagne calcaire doit son soulèvement à des serpentines qui restent cachées, mais qui, plus ou moins rapprochées de la surface, existent dans les profondeurs du sol. C'est ainsi que le mont Blanc doit recéler des masses trappéennes soulevantes qui, en quelques points seulement, ont pu se faire jour jusqu'à la surface.

En résumé, les Alpes françaises, depuis le mont Blanc jusqu'au mont Viso, et de là jusqu'à l'extrémité des Alpes maritimes, présentent encore le champ le plus vaste aux études lithologiques et géologiques. Ces études ont été trop négligées en France depuis que l'on s'occupe presque exclusivement de paléontologie ; et cependant bien des problèmes résultant des altérations métamorphiques des roches et de leurs bouleversements stratigraphiques, sont à résoudre. Les excursions à entreprendre pour arriver à ces solutions sont d'autant plus attrayantes que les questions géologiques s'agrandissent par la majesté des montagnes et les beautés pittoresques des vallées.

Les gîtes métallifères qui existent dans les diverses régions des Alpes n'ont pas une importance proportionnée à leurs masses

et à l'intensité des bouleversements qui leur ont donné naissance. Au premier abord, il semble en résulter une contradiction avec les théories qui indiquent ces gîtes comme la conséquence des phénomènes de soulèvement, de fracture et d'éruptions porphyriques ou trappéennes. Cette contradiction n'est qu'apparente.

Les roches réellement éruptives, porphyres, serpentines et euphotides, n'occupent dans les Alpes que des espaces restreints ; les cartes géologiques, en indiquant leurs contours, confondent dans les mêmes teintes les masses éruptives et les roches métamorphiques qui les entourent.

Les masses centrales des Alpes se composent de dépôts stratifiés, et ces dépôts ont une épaisseur énorme. Ainsi, le terrain houiller, si pauvre en houille, a 1 000 et 2 000 mètres d'épaisseur; le triás a de quelque cent mètres à 1 000 mètres; le terrain jurassique, de 1 000 à 5 000 et 8 000 mètres. Partout où les schistes cristallins et les protogines sous-jacentes ont pu fracturer ces terrains stratifiés, elles ont surgi au jour en les refoulant latéralement, mais sans laisser d'issues aux roches éruptives dont le voisinage sous-jacent n'est indiqué que par de rares pointements et surtout par des actions métamorphiques générales.

Parmi ces actions métamorphiques, il existe de très-nombreux évents métallifères qui ont imprégné les roches et produit quelques gîtes qui ne sont pas sans importance.

Les minerais de fer sont les plus répandus, et la simple énumération des points où ils ont été reconnus serait fort longue; ils sont exploités, surtout aux environs d'Allevard, pour les hauts fourneaux de la localité. Ces minerais forment un très-grand nombre de filons dans le gneiss ou dans les schistes talqueux ; ils fournissent principalement du fer spathique, distingué en trois variétés, suivant qu'il est simplement composé de fer carbonaté, ou plus ou moins mélangé de carbonates de magnésie ou de manganèse. Les minerais décomposés à l'état d'hydroxydes constituent une quatrième variété, la plus recherchée de toutes.

Ces filons sont de faible puissance et en chapelets lenticulaires ; ils ont de 1 à 3 et 4 mètres, et sont caractérisés comme filons-

fentes. Sur quelques points, le fer spathique y est mélangé de fer oligiste, de pyrites et de cuivre gris.

Après les minerais de fer viennent la galène et la blende, qui constituent des filons assez nombreux.

Un des plus intéressants est le filon de l'Argentière, situé dans le vallon du Fournel, affluent de la Durance. Ce vallon escarpé encaisse le thalweg fortement incliné d'un véritable torrent ; il présente un double intérêt, car il traverse la série des couches depuis le terrain houiller jusqu'au lias. La figure 19 indique la disposition de ces terrains.

Le filon a son point de départ dans le terrain houiller (H) courbé en forme de voûte et contenant trois couches d'anthracite d'une épaisseur de 1 mètre ; ce terrain est caractérisé *houiller* par de nombreux débris de calamites et de lépidodendron.

Fig. 19. — COUPE DES TERRAINS SUIVANT LA VALLÉE DU FOURNEL.

Au-dessus du terrain houiller incliné de 70 degrés, on trouve des poudingues rubéfiés, bigarrés, puis des quartzites compactes (Q) dont les alternances ont plus de 100 mètres de puissance, puis des schistes argileux bariolés (S), eux-mêmes recouverts en stratifications concordantes par de puissantes assises calcaires qui appartiennent au lias ; ces calcaires disparaissent plus loin sous des calcaires nummulitiques.

Dans la zone des quartzites, se développe le filon quartzeux de 2 à 3 mètres de puissance, chargé de galène très-argentifère ; il coupe presque à angle droit le plan des stratifications, mais son plan, incliné seulement de 30 à 35 degrés, est à peu près parallèle à la surface du versant. La disposition des travaux indiquée par la coupe est conforme à cette allure tout à fait

anormale, qui a conduit à considérer le filon comme antérieur au soulèvement de la montagne. Il est probable qu'à l'époque de sa formation, les couches de quartzites étant restées à peu près horizontales, le filon de l'Argentière était vertical. Les mouvements imprimés aux couches de quartzites l'ont ensuite disloqué, et ont placé le fragment principal dans la situation toute particulière où il se trouve aujourd'hui. Par suite de ce mouvement, le filon affleurerait à peu près vers le fond du torrent et parallèlement à son thalweg, si avant d'y arriver il ne se trouvait coupé et rejeté en dessous par une faille. Deux systèmes de failles l'ont d'ailleurs tellement découpé, que M. Baudinot, qui l'a décrit, le compare à un vaste échiquier dont les cases, de grandeur inégale, auraient été séparées et placées à des niveaux différents.

Dans les mêmes terrains de grès houillers et de quartzites triasiques se trouvent : les filons de galène argentifère de Pesey et de Macot, en Tarantaise ; le filon plombifère, dit *des Sarrasins*, près de Modane, et nombre de filons ou stockwerks de fer spathique, avec galène, cuivre pyriteux ou cuivre gris.

Les gneiss qui forment les parois de la combe de Malaval, en Oisans, sont sillonnés par des filons très-remarquables, parce que l'œil peut en suivre les affleurements sur de grandes distances. Ces filons sont quartzeux et tiennent de la galène argentifère, de la blende et du cuivre pyriteux. Celui du Grand-Clos est le plus riche, on le voit tracer sur les gneiss, un sillon qui s'élève à 600 mètres au-dessus de la Romanche.

On ne peut parler des gîtes métallifères des Alpes sans mentionner les filons des Chalanches, aujourd'hui abandonnés, mais dont les minéraux variés sont encore dans toutes les collections : cobalt arsenical, cobalt gris, nickel arsenical, antimoine natif, argent natif, etc. La montagne des Chalanches, près du Bourg-d'Oisans, est composée de schistes talqueux appuyés sur les gneiss ; des filons sinueux, peu puissants et peu continus, dont les directions dominantes se croisent à angle droit, y forment un véritable stockwerk qui occupe une surface de 500 sur 600 mètres. Les gangues ordinaires sont les oxydes de fer, le

spath calcaire et des schistes épidotifères ; les minerais argentifères étaient le but principal de l'exploitation.

Ces filons des Chalanches sont en relation évidente avec des dykes trappéens, amphiboliques, qui ont accidenté la montagne ; on n'en a exploité que les affleurements, à plus de 2000 mètres d'altitude ; un jour on les recherchera dans les profondeurs par des travaux plus hardis et avec la connaissance, qui n'existait pas alors, des relations qui les lient aux roches trappéennes.

Tout, dans les Alpes, attire l'attention et l'étude : les formes et profils du relief, l'altitude du sol, le régime des eaux sur leurs pentes si variées, les roches sédimentaires ou éruptives, les cultures et la végétation spontanée. On voit sur les versants se succéder les flores les plus diverses, à mesure que l'on s'élève des régions cultivées jusqu'aux glaciers.

La transformation progressive de la végétation s'apprécie du fond des vallées, où l'on est entouré de la végétation et des cultures ordinaires du centre et du midi de la France, tandis que sur les versants on voit des zones distinctes accuser des modifications successives.

M. A. de Jussieu a précisé les traits les plus caractéristiques de ces modifications : « Sur les premières pentes, on voit, dit-il, apparaître des plantes différentes de celles de nos champs, et que l'on appelle *alpestres :* des aconits, des astrantia, certaines espèces d'armoises, de seneçons, de prénanthes, de saxifrages, de potentilles. Après avoir côtoyé des noyers, traversé des bois de châtaigniers, on aura vu disparaître ces arbres qui sont remplacés par les hêtres, les chênes et les bouleaux.

« Les chênes cesseront les premiers, vers 800 mètres d'altitude ; les hêtres un peu plus tard, vers 1000 mètres. Ensuite, les bois seront formés presque exclusivement par les arbres verts : le sapin, le mélèze, le pin commun, qui s'arrêtent eux-mêmes à des étages successifs, jusque vers 1800 mètres ; le bouleau monte encore un peu plus haut jusque vers 2000 mètres, ainsi qu'une conifère, le pin cembro. Au delà, les arbres s'abaissent

pour former d'humbles taillis, notamment l'aune (*viridis*). C'est peu après qu'on se voit entouré de rhododendrons qui, plus haut, cessent à leur tour, pour faire place à des plantes encore plus basses que l'on désigne par l'épithète d'*alpines*. Ce sont des espèces particulières appartenant aux familles alpestres ; ce sont aussi de nouveaux représentants d'autres familles qui ne se montrent que plus rarement dans la plaine, des saxifrages, des gentianes, etc. »

Les Maures et l'Esterel.

Les deux groupes montagneux des Maures et de l'Esterel sont accusés sur les côtes de la Provence par deux caps prononcés. Ils constituent une contrée géologique tout à fait distincte, dont la composition contraste avec celle des terrains jurassiques et crétacés qui forment dans toute cette région le littoral de la Méditerranée.

Une ligne brisée, de Toulon à Cuers, Lorgues, Draguignan, Grasse et Antibes, suit approximativement les limites géologiques de cette contrée, limites marquées par une zone de muschelkalk qui vient butter contre les falaises néocomiennes et crétacées. Le muschelkalk recouvre les grès bigarrés, soulevés par les masses schisteuses, granitiques et porphyriques qui forment le littoral, depuis et y compris la presqu'île pittoresque du cap Sicié, jusqu'à Antibes.

Sur le littoral des Maures surgissent les roches granitiques et schisteuses dont les sommités forment les montagnes du cap Sicié et de la Garde-Frainet ; les granites cristallins y constituent des masses importantes.

Le terrain de transition est représenté par des schistes ordinairement verdâtres ou jaunâtres, talqueux ou micacés, parsemés de veinules ou de rognons de quartz qui s'isole quelquefois en strates, filons ou amas. Vers la base, les schistes sont très-cristallins, contiennent des grenats, des macles, du disthène, et passent au gneiss ; ils sont sillonnés de filons de gra-

nites. Vers la partie supérieure, ils alternent avec des couches calcaires, des schistes argileux, des schistes charbonneux et des couches d'anthracite qui appartiennent évidemment au terrain houiller nettement caractérisé à Fréjus; de telle sorte que, sur un espace assez restreint, on peut rencontrer toute la série des terrains de transition. Le terrain houiller est dans un état métamorphique qui rend les roches souvent méconnaissables; il affleure près de Toulon et il a été reconnu sur les pentes nord de la Garde-Frainet jusqu'au delà de Fréjus.

La masse porphyrique de l'Esterel a également soulevé les gneiss, micaschistes, schistes argileux, quartzites, schistes houillers que l'on trouve relevés sur son périmètre. Les porphyres dominants sont rouges et quartzifères; quelques variétés grises bleuâtres, moins riches en quartz, sont amphiboliques.

Les porphyres sont accompagnés, comme d'habitude, de brèches à pâte d'argilolites et de conglomérats de frottement dont la puissance dépasse celle des masses éruptives. Comme ils ont traversé les grès bigarrés auxquels ils sont postérieurs, il en résulte sur beaucoup de points une liaison entre les grès et les porphyres, par des juxtapositions et des passages minéralogiques et par des insertions suivant les plans de stratification, si fréquentes dans les éruptions porphyriques.

Fig. 20. — LE CAP ROUX DE L'ESTEREL.

Les porphyres de l'Esterel donnent aux montagnes des formes escarpées, aiguës et crénelées dont l'aspect est éminemment pittoresque.

Le cap Roux, qui forme sur la côte un promontoire escarpé,

est une expression frappante de ces formes anguleuses, de ces cassures vives et carrées que présentent les porphyres et les conglomérats endurcis qui les accompagnent.

Les diverses variétés de porphyres constituent dans l'Esterel une série d'éruptions postérieures aux grès bigarrés. Les porphyres contiennent en plusieurs points des blocs et des fragments de ces grès empâtés et altérés. Le développement de ces roches est tel, que ce massif peut être considéré comme la contrée porphyrique la mieux caractérisée de la France.

Les grès bigarrés forment autour des terrains de transition et des porphyres une zone courbe, remarquable à la fois par ses roches et par sa configuration. Ces roches sont généralement stratifiées par bancs de faible puissance, elles sont souvent plateuses et leur ensemble, coloré en rouge amarante, avivé sur les escarpements par une désagrégation incessante, donne à la contrée un caractère bizarre, d'autant plus apparent que les cours d'eau y ont creusé des sillons très-profonds. La vallée de la Daille, jusqu'à son confluent avec la vallée d'Argens, entame les grès bigarrés dans toute leur épaisseur; le chemin de fer y suit un tracé facile, de manière à contourner les montagnes des Maures jusqu'au pied de l'Esterel. Cette disposition avait été signalée par MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont, qui disaient :

« Les parties supérieures et les moins solides du grès bigarré laissent autour des montagnes littorales du Var un vide continu, une sorte de large fossé, dont les escarpements du muschelkalk et quelquefois ceux des formations jurassiques et crétacées sont, en quelque sorte, la contrescarpe. »

La formation du grès bigarré ne contient pas de fossiles, non plus que les roches stratifiées des massifs des Maures et de l'Esterel, et pourtant la géologie y présente un double caractère de certitude et d'intérêt qui démontre que l'on peut se passer quelquefois des dissertations paléontologiques.

Quelques fossiles caractéristiques existent dans le muschelkalk, représenté par des calcaires assez compactes, gris ou jaunâtres,

en petits bancs à stratifications souvent noduleuses; cette formation se lie aux strates du grès bigarré par des couches fissiles et concordantes, et rappelle complétement les caractères du type vosgien. Les marnes irisées manquent; on voit en beaucoup de points le muschelkalk directement recouvert par des calcaires jurassiques en stratification concordante.

Le trias forme une zone convexe qui entoure le massif granitique des Maures et le massif porphyrique de l'Esterel. La convexité de cette zone rencontre partout des falaises jurassiques et crétacées; de telle sorte que si l'on supposait le soulèvement rentré dans le sol, la mer pénétrerait dans un golfe jusqu'au delà de Draguignan, et les falaises de son littoral reprendraient le caractère jurassique et crétacé qu'elles ont à Marseille, à Nice et à Menton.

La composition des Maures et de l'Esterel, les deux ceintures triasiques, les roches éruptives qui accidentent la contrée et lui donnent un caractère si pittoresque, ont de tout temps attiré les géologues, qui s'y trouvent consolés de la monotonie du littoral méditerranéen, ainsi que les touristes charmés par les profils hardis et étranges des porphyres, par les tons chauds et rubéfiés des roches et des terres.

Parmi les questions intéressantes posées aux études géologiques, figure en première ligne l'époque de soulèvement de ces deux massifs montagneux. Une certaine incertitude subsiste à ce sujet, les terrains modernes faisant défaut sur leur périmètre. Cependant on voit pointer de nombreux affleurements de roches trappéennes, mélaphyres, serpentines et même basaltes, que l'on est porté à considérer comme causes du soulèvement final qui a déterminé les reliefs géographiques actuels. La présence de ces roches donne un caractère alpin aux soulèvements; à défaut de masses étendues, le nombre de leurs pointements semble indiquer, comme pour les Alpes méridionales et les Alpes maritimes, la proximité souterraine d'une nappe trappéenne qui aurait déterminé les soulèvements.

D'après cette hypothèse, ces deux contrées nous présenteraient une longue succession de phénomènes éruptifs.

Dans les Maures, des granites en dykes et en filons ont pénétré le sol schisteux de transition et métamorphisé toutes les roches, y compris celles du terrain houiller. Ces soulèvements n'ont point affecté le trias. L'Esterel nous présente les masses porphyriques traversant et pénétrant les grès bigarrés, soulevant le muschelkalk; il est probable que ces porphyres ont, dès l'origine, déterminé les saillies principales.

Les serpentines de la Molle, au sommet de la vallée de Collobrières, celles de Cavalaire, sont les évents des masses qui ont exhaussé le massif des Maures. Les mélaphyres et les variolites des Adrets, de Fréjus, d'Agay et d'Antibes ont complété l'exhaussement de l'Esterel. Enfin, les basaltes d'Ollioules, de Cogolen, etc., démontrent que, pendant la période volcanique, cette contrée, sillonnée par de si nombreuses éruptions, est restée, jusqu'aux temps les plus rapprochés, en rapport avec les foyers souterrains qui ont pu encore se faire jour jusqu'à la surface.

De nombreux indices de gîtes métallifères ajoutent à l'intérêt que présente cette contrée; sur beaucoup de points, il y existe des exsudations d'oxydes de fer, notamment dans la vallée de Collobrières.

Tous les observateurs ont remarqué les différences de la végétation dans les Maures et l'Esterel, comparativement à la végétation des calcaires de la Provence. Il semble qu'on entre dans les plus jolies vallées des alpes de Camporaghena ou des Apennins. Les arbousiers, les myrtes, les lauriers, les genêts d'Espagne, les plus belles bruyères, se mêlent aux bois de pins d'Alep, de chênes verts et d'oliviers; dans les expositions septentrionales, les châtaigniers atteignent les développements les plus beaux et les plus fructueux, notamment dans la région du Luc. Cette végétation agreste est une magnifique introduction, pour les voyageurs qui se rendent à Cannes et à Nice, à la végétation plus méridionale des orangers et des palmiers qui fait l'ornement de la Corniche méditerranéenne.

Les Pyrénées.

Les Pyrénées, vues d'un des nombreux observatoires assez élevés et assez éloignés pour que l'œil puisse embrasser une assez grande étendue de la chaîne, présentent un horizon des plus majestueux. Ce vaste amphithéâtre, d'une hauteur moyenne de plus de 2000 mètres au-dessus de la plaine miocène et dont les cimes dentelées s'élèvent de 500 à 800 mètres au-dessus des crêtes linéaires, est caractérisé par une unité de formes qui est évidemment l'expression d'un des plus grands épisodes du soulèvement des montagnes.

Cette unité disparaît lorsqu'on s'approche à une distance telle que la saillie des contre-forts ne permet plus de saisir l'ensemble; on voit s'ouvrir dans la masse une série de larges vallées, perpendiculaires à l'axe de la chaîne, profondément encaissées par des contre-forts abrupts, dont les escarpements montrent la série des terrains secondaires soulevée par les terrains schisteux et granitiques qui forment les crêtes culminantes.

Parmi les vallées ainsi ouvertes dans l'épaisseur des Pyrénées, les unes conduisent près de la ligne de faîte, à des cols ou passages qui permettent de la franchir; les autres prennent naissance au pied de vastes escarpements, en forme de cirques, dont les parois abruptes constituent des murailles infranchissables.

Les Pyrénées se composent de deux chaînes distinctes et parallèles, dont les directions prolongées resteraient à environ 30 kilomètres de distance et qui, vers le milieu de la chaîne, sont raccordées par le contre-fort perpendiculaire qui sépare la haute vallée de la Garonne de la vallée de la Pique.

La chaîne orientale, dit Charpentier, prend naissance au cap Creuss, près du golfe de Roses; elle sort brusquement de la Méditerranée et forme d'abord des montagnes basses qui atteignent bientôt 500 et 600 mètres, altitudes conservées jusqu'au col de Pertus, près du fort de Bellegarde, où la crête s'abaisse un peu. Cette crête se relève au sud de Céret et s'élève rapidement en

se prolongeant à l'ouest; le Canigou, détaché de la crête, atteint une altitude de 2 785 mètres. A Cambredasy, le faîte de la chaîne est hérissé de pics aigus et son accès devient difficile ; il s'abaisse à 1 600 mètres au col de la Perche, puis se relève à plus de 2 000 mètres au fond de la vallée de Vicdessos, hauteur qui est encore dépassée par les pics qui forment les saillies. A peu de distance à l'ouest du port de Roumaset, la crête atteint 3 220 mètres à la Pique-d'Estats ; de là jusqu'aux sommités qui dominent les sources de la Garonne dans la vallée d'Aran, elle conserve une altitude de 2 400 mètres.

Là se trouve le nœud qui raccorde la chaîne orientale à la chaîne occidentale et le massif de la Maladetta, dont la cime, le Nethou, atteint l'altitude maximum de 3 404 mètres. Puis se succèdent les pics de Maupas (3 110 mètres), de Quairat (3 059 mètres), des Posets (3 367 mètres), d'Arré (2 939 mètres), de Cambiel (3 173 mètres), du mont Perdu (3 351 mètres), du Marboré (3 222 mètres). La ligne de faîte s'abaisse ensuite vers la brèche de Roland (2 804 mètres), le port de Gavarnie (2 330 mètres), pour se relever par le pic de Mallerouge (2 969 mètres), le Vignemale (3 298 mètres), le Péterneille (3 020 mètres), le Marmuret (3 145 mètres), les pics de Gabisos et du Ger (2 684 et 2 612 mètres) ; elle se continue par les montagnes d'Ossau et d'Aspe, pour s'abaisser définitivement et graduellement jusqu'à la baie du Figuier, où les dernières crêtes occidentales plongent dans l'Océan.

Pour aborder les grands versants qui conduisent aux crêtes de partage, il faut s'engager dans une des nombreuses vallées transversales, plus ou moins encaissées par des contre-forts perpendiculaires à la direction générale de la chaîne. On cesse alors de pouvoir apprécier les formes de l'ensemble, à moins de s'élever sur un des pics qui précèdent la ligne de faîte.

Toutes les grandes vallées qui pénètrent dans les Pyrénées, sont en effet perpendiculaires à la ligne de faîte ; c'est seulement vers les extrémités que les vallées du Tech, de la Têt, de l'Ariége, de la Bidassoa, prennent des directions obliques qui

côtoient la chaîne; mais les grandes vallées transversales, telles que celles de la Garonne et de l'Aude, etc., après avoir suivi une ligne perpendiculaire à l'axe de la chaîne, tournent brusquement, à une certaine distance, pour prendre des directions parallèles à cet axe et se diriger vers la mer.

Les vallées présentent dans l'intérieur de la chaîne une suite de bassins, séparés par des défilés. Dans les bassins, les eaux coulent sur des méplats dont les pentes sont assez douces; elles traversent les défilés par des rapides et des cascades.

Le nœud qui réunit deux contre-forts en sens inverse est, en général, un pic ou une saillie de la ligne de faîte; lorsqu'on voit, au contraire, deux bassins de réception juxtaposés et descendant sur les deux versants inverses, leur jonction marque un col ou *port* qui sert de passage pour franchir la chaîne.

Pour le géologue, les Pyrénées ont une certaine analogie avec les Alpes. L'époque du soulèvement principal qui a déterminé les formes les plus saillantes, est tertiaire, comprise entre les dépôts inférieurs et moyens; elle a précédé de très-peu le soulèvement des grandes Alpes. On doit donc retrouver dans les Pyrénées les terrains triasiques, jurassiques et crétacés, accidentés par les mouvements les plus énergiques.

Toutes les questions posées dans les Alpes se reproduisent ici : quels sont les terrains soulevés et quelle est l'époque géologique de ce soulèvement? Quelles sont les altérations et transformations subies par ces terrains? Quelles sont les roches soulevantes?

Le soulèvement des Pyrénées a été d'abord rapporté à la séparation des terrains crétacés et des terrains tertiaires. Les faits observés par Dufrénoy étaient en effet décisifs. Les terrains crétacés, largement représentés sur toute la longueur de la chaîne et sur les deux versants, sont partout accidentés et soulevés à des hauteurs considérables; ils se trouvent jusque sur la crête de certaines parties de la chaîne, notamment dans la région du mont Perdu. A la partie supérieure de ces terrains crétacés

soulevés, il existe même un étage nummulitique qui représenterait les premiers dépôts éocènes.

Les caractères généraux de structure et de composition désignent donc le grand soulèvement des Pyrénées comme ayant séparé la période secondaire de la période tertiaire. Mais ce soulèvement peut-il être considéré comme résultat d'un seul fait, violent et de courte durée, tel que serait une éruption volcanique? Cette manière d'envisager les soulèvements de montagnes ne semble pas d'accord avec les détails des études géologiques.

En reprenant d'abord les observations de Dufrénoy, qui ont été le point de départ des travaux sur les Pyrénées, on y voit une certaine incertitude sur l'époque précise du soulèvement, dans le cas où ce soulèvement aurait été unique.

Examinant les quatre assises marneuses et calcaires qui forment la cime du mont Perdu, Dufrénoy indique dans les calcaires supérieurs le mélange des fossiles crayeux et tertiaires. Au pied des Pyrénées, il signale l'inclinaison des terrains tertiaires salifères de Dax, ainsi que ceux qui contiennent les masses de gypse et de sel d'Anana, à l'ouest de Vittoria. Dans un mémoire spécial, consacré aux ophites, il constate la présence habituelle de ces roches en monticules soulevés à travers les terrains crétacés de la base des Pyrénées; il signale les nombreuses éruptions d'ophites qui ont accidenté et modifié les terrains tertiaires de la Catalogne, de la Navarre, de la Biscaye, des Pyrénées orientales et des basses Pyrénées.

Les diorites, dites *ophites* dans la région des Pyrénées, sont incontestablement des roches éruptives. On les trouve dans les régions élevées aussi bien qu'à la base de la chaîne, en typhons soulevants, soit en filons remplissant des failles, soit en dykes interstratifiés. Il faut donc admettre que ces éruptions dioritiques ont duré pendant une très-longue période. Elles avaient commencé pendant le dépôt des terrains crétacés, car certaines roches de ces terrains en contiennent des débris conglomérés; elles ont dû marquer la séparation de la période tertiaire, dont les dépôts sont exclus de presque toute la surface occupée par

la chaîne; enfin leurs éruptions ont continué pendant cette période, dont elles ont accidenté les dépôts jusqu'après la formation moyenne, ce qui a déterminé Dufrénoy à attribuer certains soulèvements pyrénéens à l'époque des Alpes.

On voit qu'il y a là un champ des plus vastes ouvert aux observations géologiques qui, depuis les travaux de Dufrénoy, ont été constamment suivies. M. Leymerie s'est placé en tête des nouveaux explorateurs, et ses nombreux travaux sont aujourd'hui le guide obligé de tous ceux qui veulent étudier la constitution géologique des Pyrénées.

Lorsqu'on aborde cette étude, on rencontre d'abord une ligne de collines qui forment à la base septentrionale des Pyrénées une petite chaîne à peu près parallèle à la chaîne principale et qui la précède depuis le plateau de Lannemezan jusque vers les Corbières. Cette ligne d'accidents précurseurs constitue les *petites Pyrénées*.

Les soulèvements qui ont formé cette petite chaîne, mettent en évidence les terrains qui, dans le milieu du bassin tertiaire, doivent constituer le sol au-dessous du dépôt miocène. M. Leymerie a reconnu dans ces terrains trois étages distincts : les dépôts éocènes, notamment les poudingues à cailloux calcaires, dits *de Palassou;* les dépôts de la craie supérieure, comprenant des calcaires compactes à silex, des argiles bariolées, des calcaires et des sables, dont l'ensemble forme à ses yeux un étage spécial qu'il appelle *garumnien;* puis les calcaires de la craie supérieure proprement dite, dans lesquels dominent les bancs compactes, ou argilo-schisteux. Il cite la montagne d'Ausseing, près Saint-Gaudens, comme un type des soulèvements produits à travers ces trois étages et mettant en évidence leurs stratifications imbriquées, appuyées sur un soulèvement crétacé en forme de voûte, dont les formes rappellent celles des soulèvements du Jura. Au pied de cette montagne apparaissent les ophites.

Ainsi, en approchant des Pyrénées, on rencontre, à partir du miocène horizontal, toutes les stratifications inclinées et brisées,

y compris celles de l'éocène. Au-dessus des alternances calcaires et marneuses de cette dernière formation se remarquent les poudingues à galets calcaires, formés aux dépens des couches calcaires antérieures, et que M. Leymerie considère comme le résultat des premières secousses et oscillations du sol qui ont dû précéder le grand soulèvement pyrénéen. Tous les soulèvements plus ou moins accusés de la chaîne, surtout vers la base, sont d'ailleurs liés à la présence des ophites, et dès lors surgit la question de l'origine des gypses qui les accompagnent.

La conclusion de Dufrénoy sur l'origine de ces gypses est très-précise et basée sur des observations multipliées. L'ophite est constamment accompagnée de gypse et quelquefois de sel gemme dont la présence souterraine est accusée tantôt par des affleurements, tantôt par des sources salées. Les calcaires ont éprouvé des altérations vers leurs contacts avec les ophites; ils deviennent caverneux, friables et souvent dolomitiques; le gypse n'est peut-être que le résultat d'une altération du même genre.

Beaucoup de géologues n'admettent pas cette opinion et considèrent ces gypses, accompagnés d'ailleurs d'argiles ou marnes rubéfiées, comme préexistants et analogues aux gypses et sels des marnes irisées. Il a été répondu, notamment par M. Leymerie, que si les marnes bariolées des Pyrénées ont de l'analogie avec les marnes irisées, elles ressemblent encore davantage aux roches métamorphiques de nombreuses régions ophitiques ; que les gîtes de gypse sont essentiellement circonscrits et sporadiques, toujours subordonnés à la présence des ophites. La présence du gypse est d'ailleurs indépendante de l'âge du terrain traversé ; il y en a dans les calcaires dévoniens, dans le lias, dans les calcaires compactes, marneux, jurassiques ou crétacés. C'est l'influence des éruptions ophitiques qui a rubéfié et bariolé de couleurs diverses les roches associées au gypse, qui y a produit des intrusions de pyrites, de fer oligiste, d'épidote, d'amphiboles, de talc et de micas. Quant au sel gemme, il peut être considéré comme formé dans des lacs d'eaux saturées et vaporisées par le fait des éruptions.

Les diorites, ophites, lherzolites, etc., qui apparaissent en tant de points des Pyrénées, sont-elles les seules roches dont la sortie ait déterminé le relief des Pyrénées? Ces roches, abondantes vers le pied de la chaîne, semblent se raréfier à mesure que l'on s'élève vers la crête culminante; au-dessus des terrains de transition, on ne voit plus que des granites.

Les granites de la crête sont en général à petits grains, avec les caractères ordinaires des granites anciens qui supportent les terrains de transition; ils paraissent là dans leur position stratigraphique et doivent avoir été soulevés, à l'état solide, avec toute la masse des schistes cristallins. Mais à des altitudes moins grandes, il existe des granites porphyroïdes, en dykes ou typhons, interstratifiés même dans les terrains secondaires, qui sont évidemment éruptifs. Il a donc existé des soulèvements antérieurs au soulèvement principal déterminé par les ophites.

Il est des caractères géologiques qui ne peuvent être exprimés dans un livre, et qui impressionnent plus que tous, lorsqu'on parcourt les contrées montagneuses, telles que les Alpes ou les Pyrénées; ce sont ceux qui résultent du facies et de la nature minéralogique des roches. La couleur et la forme des escarpements qui déterminent les lignes principales d'un paysage de montagnes, dépendent en effet des roches.

Si l'on transportait subitement l'observateur devant les escarpements de Gavarnie ou sur les hauteurs du mont Perdu, du Marboré, et jusqu'à la brèche de Roland, en lui disant: « Toutes ces roches représentent la craie; c'est la craie blanche et terreuse de Montereau, ou même c'est la craie dure et blanc jaunâtre d'Angoulême, » cet observateur se révolterait contre une pareille assimilation. Ces calcaires compactes ou saccharoïdes, noirâtres, à veines spathiques, alternant avec des schistes endurcis; ces roches sombres et massives ne pourraient lui représenter les calcaires blancs et jaunâtres, à couleurs claires et éclatantes, à stratifications multipliées de la craie du Nord. Mais si l'on est conduit graduellement de la plaine à la montagne, des stratifications hori-

zontales aux stratifications d'abord inclinées, puis brisées et soulevées, jusque sur la crête des Pyrénées; si l'on voit les mêmes couches se modifier peu à peu, à mesure qu'on s'approche des points où ces modifications métamorphiques atteignent toute leur intensité, il faut se rendre à l'évidence et dire avec Dufrénoy : « Tout le massif du mont Perdu est bien réellement composé de terrain crétacé. »

Les fossiles qui caractérisent les terrains sédimentaires ainsi brisés et métamorphisés ont généralement disparu, mais il en est resté des traces, débris irréguliers que l'on peut encore reconnaître et qui confirment les assertions des études stratigraphiques; il faut avouer que ces débris sont rares, mais lorsqu'ils ont été vus et recueillis par des géologues en lesquels on a toute confiance, on doit admettre ces nouvelles preuves comme acquises.

Suivant ses goûts et ses aptitudes, le géologue qui parcourt les Pyrénées peut chercher ces débris fossiles après s'être informé des endroits où l'on a chance d'en trouver; ou bien, se laissant aller sous ce rapport au hasard qui lui en présentera rarement, il peut concentrer son attention sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches.

On recherche en général, pour l'étude des terrains, les montagnes les plus saillantes et les escarpements les plus accusés où l'on trouve d'abord le terrain crétacé représenté par des grès massifs ou schisteux (Bagnères de Bigorre), souvent micacés, quelquefois noirâtres; par des calcaires blancs compactes (comme ceux des carrières exploitées aux environs de Pau); par des calcaires marmoréens (comme ceux des environs d'Orthez); par des marnes schisteuses plus ou moins foncées et indélitables. On y rencontre des éruptions d'ophites avec leur cortége gypseux, des éruptions granitiques autour desquelles toutes les roches sont cristallines et souvent ponctuées de minerais de fer ou autres, ainsi qu'il arrive en nombre de points dans la partie orientale de la chaîne.

Trouver le terrain crétacé à de hautes altitudes, avec des stra-

tifications les plus accidentées, avec une composition aussi anormale; suivre ces couches vers des points où les caractères se rapprochent des caractères normaux; retrouver la craie représentée par des roches lithoïdes avec des fossiles caractéristiques, tel est le premier fait que l'on constate en pénétrant dans les Pyrénées. Ces contrastes se reproduisent naturellement pour tous les autres terrains sédimentaires.

Le pic du Gar, un des soulèvements avancés de la chaîne, à l'altitude de 1786 mètres, repose sur une masse granitique qui s'est fait jour à la base et semble avoir relevé toute l'épaisseur des terrains de transition et des terrains jurassiques; des intrusions d'ophite démontrent que le soulèvement principal doit leur être attribué. Les conditions de perturbation et d'altération des terrains jurassiques prouvent d'ailleurs que les actions souterraines ont agi sur leurs roches de la même manière que sur celles des terrains crétacés.

La position relative du terrain jurassique et du terrain crétacé indique qu'entre ces deux périodes le sol des Pyrénées a subi des oscillations considérables. Vers les régions extrêmes de la chaîne, à l'est comme à l'ouest, le littoral jurassique a été couvert par les mers crétacées, et c'est seulement vers la région centrale, de la vallée de la Garonne à celle de l'Ariége, que les calcaires jurassiques dégagés par les soulèvements occupent leur place normale dans les zones d'affleurements.

L'intérêt des calcaires jurassiques dans les Pyrénées n'est plus celui de leur subdivision en divers étages. Les masses qui les représentent sont presque exclusivement calcaires, et ces calcaires blancs, souvent à l'état de marbres saccharoïdes ou lamelleux, ont subi une multitude de pénétrations métamorphiques, tantôt au contact des granites, tantôt au contact des ophites. L'intérêt s'attache principalement aux caractères minéralogiques et au pittoresque de leurs masses imposantes; c'est là que sont les variétés à couzeranites, les calcaires blancs marmoréens, les calcaires brèchiformes et les cargneules caverneuses.

Les calcaires jurassiques sont caractérisés non-seulement par leurs roches, mais par leur position stratigraphique au-dessus des grès rouges triasiques, dont la zone plus ou moins épaisse, mais bien accusée par sa couleur rouge, forme un horizon géologique presque général.

Le trias est en effet presque toujours principalement représenté par une zone de ces grès rouges, dont la grosseur varie des psammites aux poudingues et dont l'épaisseur est tantôt assez dilatée et d'autres fois réduite à quelques mètres. Certaines lacunes, et surtout certains accidents, ne permettent pas de suivre la continuité de cette zone de grès, et cependant on peut la constater dans la plupart des vallées transversales qui coupent la série des terrains sédimentaires; elle constitue un horizon entre les calcaires jurassiques et les calcaires dévoniens.

Cette zone de grès rouge repose tantôt sur les schistes de transition, tantôt sur un système calcaire caractérisé comme dévonien. Les calcaires dévoniens sont compactes, à cassure esquilleuse ou saccharoïde; leur couleur, généralement grisâtre, passe accidentellement soit au rouge, soit au vert, de manière à constituer des marbres dits *griottes* ou *campan;* leur texture est en petits bancs, souvent schisteuse. La présence fréquente de bancs onduleux, amygdaloïdes, leur a fait donner la dénomination de *calcaires amygdalins.* Dufrénoy a signalé dans ces calcaires l'abondance des nautiles, goniatites, etc., qui dans beaucoup de cas forment des nodules et déterminent la structure amygdaline.

Les calcaires amygdalins forment, par leurs affleurements sporadiques et successifs de l'est à l'ouest, une zone parallèle à l'axe des Pyrénées; Dufrénoy les cite dans la vallée de Prades, aux environs de Saint-Girons, où ils séparent les grès bigarrés et les calcaires jurassiques des schistes de transition; à Cierp, où ils passent aux marbres rouges à goniatites; à Campan, où ils constituent les marbres verts à nautiles. Ce sont les mêmes calcaires qui, sur les flancs de la montagne Noire, sont représentés par les marbres des environs de Caunes, connus sous la dénomination de *marbres du Languedoc;* les caractères minéralogique et paléonto-

logique de cette formation calcaire et schisteuse, sur laquelle s'appuient les terrains houillers de Bédarieux et Roujan-Neffiés, sont identiques à ceux des calcaires amygdalins des Pyrénées.

Au système des calschistes succèdent les schistes cristallins de formations silurienne et cambrienne qui, réunis aux granites, constituent la zone centrale de la chaîne. L'épaisseur de ces schistes peut être évaluée à 3 et 4000 mètres, et la zone qu'ils occupent a une largeur de 15 à 40 kilomètres; on doit donc les considérer comme le principal élément de la chaîne; mais ces schistes sont de composition assez uniforme, ils contiennent peu ou point de débris organiques; aussi occupent-ils une place très-restreinte dans les descriptions géologiques des Pyrénées.

Au-dessus de Bagnères de Luchon, une éruption granitique surgit sur la crête des Pyrénées et se continue jusqu'à la haute vallée de la Garonne; cette éruption, composée d'une masse de granite cristallin (Gr) en forme de typhon (fig. 21), a soulevé les

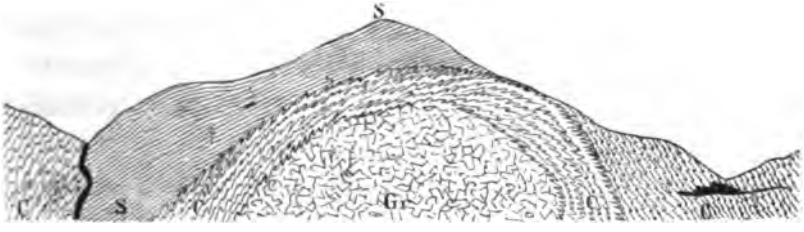


Fig. 21. — TYPHON GRANITIQUE DE BAGNÈRES DE LUCHON (Leymerie).

gneiss (C) et les schistes cristallins (S). M. Leymerie considère ces granites comme sortis à l'état pâteux, car ils pénètrent les terrains schisteux, et s'y ramifient en dykes, filons et injections dont la richesse en feldspath semble diminuer à mesure qu'on s'éloigne des contacts. Les granites affectent dans ces pénétrations latérales toutes les variétés, porphyroïdes ou compactes, passant à la pegmatite et aux roches métamorphiques les plus variées. On peut y recueillir les minéraux cristallins les plus intéressants, qui tantôt appartiennent à la roche cristalline éruptive, tantôt aux roches traversées métamorphiques.

Le système silurien a été divisé par M. Leymerie en deux étages. Le silurien *inférieur* est composé des schistes argileux, compactes ou feuilletés, souvent pénétrés de veines quartzeuses. On y rencontre des bancs d'aspect brèchiforme, contenant des fragments de micaschistes. Les alternances puissantes de ces schistes ne paraissent guère contenir de débris organiques et pourraient être rapportées au système azoïque.

Le véritable silurien dit *supérieur* commence par une puissante assise de schistes carburés qui, par leur consistance, leur épaisseur et leur coloration, tracent un véritable horizon dans cette grande épaisseur de schistes. Ces schistes, très-noirs, à feuillets graphiteux et luisants, semblent constituer un étage carbonifère, et attester ainsi le développement des premiers végétaux. Leur nature pyriteuse et graphiteuse, les veines quartzeuses qui la pénètrent, attestent aussi l'énergie des actions métamorphiques qui ont donné à tout le terrain un caractère semi-cristallin.

Au-dessus de cet horizon, l'étage se termine par des alternances de schistes argileux gris verdâtres, de grauwackes de divers grains et de quartzites, dans lesquels se mêlent, à la partie supérieure, des bancs de calcaires schisteux avec encrines et orthocères qui annoncent le passage aux calcaires et calschistes dévoniens.

Lorsqu'on remonte une des grandes vallées transversales profondément taillées dans les stratifications schisteuses, on rencontre la série de ces divers étages siluriens et cambriens.

Si, par exemple, on remonte la vallée de la Garonne, à partir du défilé de Saint-Béat ouvert dans les calcaires dévoniens, on entre dans la formation silurienne par des calcaires gris compactes à encrines, et l'on peut ensuite passer en revue toutes les variétés de schistes compactes, fissiles ou ardoisiers, alternant avec les grauwackes schisteuses, les phyllades quartzeuses, les schistes maclifères, les micaschistes et les gneiss; toutes ces assises suivant des directions générales parallèles à l'axe de la chaîne et montant vers la crête par stratifications imbriquées. Les variations minéralogiques de toutes ces roches, les

pénétrations métamorphiques, les minéraux cristallisés qui s'isolent, permettent à l'observateur d'enrichir ses collections. Les seules variations du mica dans les granites, les gneiss et les schistes ; les quartz, les macles et les andalousites des schistes ; les couzeranites des calcaires, le fer sulfuré, le graphite, les variétés infinies des marbres, fournissent mille occasions d'échantillonner, de sorte que le temps passe plus rapidement sur ces terrains que sur les autres.

Si l'on examine avec attention la carte géologique de la région des Pyrénées, on voit que la loi générale de la structure et de la composition résulte du parallélisme des zones formées par les divers terrains ; la zone centrale culminante, composée de granites et de schistes de transition, est flanquée sur chacun de ses deux versants de deux zones symétriques formées par les terrains secondaires dont les stratifications, soulevées parallèlement à l'axe culminant, présentent des affleurements successifs et imbriqués. Ainsi se projettent, sur les deux versants français et espagnol, les zones sporadiques des grès du trias et des calcaires jurassiques, puis les zones plus larges et plus régulières formées par les terrains crétacés.

La largeur des zones occupées sur le versant des Pyrénées par les terrains sédimentaires et leur situation relativement à la crête culminante de partage des eaux, mettent en évidence une différence notable entre les deux extrémités orientale et occidentale de la chaîne.

A l'est, depuis la Méditerranée jusqu'au delà de la vallée de l'Ariége, la zone culminante, granitique et schisteuse atteint son maximum de largeur, soit environ 50 kilomètres ; les granites y occupent une place considérable, et toutes les actions métamorphiques qui peuvent résulter de leur contact s'y produisent sur la plus vaste échelle. Au pied des soulèvements déterminés par les roches granitiques, les diorites sont rares et les gypses peu développés.

Ces caractères granitiques se retrouvent dans le massif central

du Nethou et de la Maladetta; mais les granites éruptifs y occupent de moindres espaces et la zone des roches cristallines se trouve déjà réduite à une moindre largeur. Les ophites se montrent sur beaucoup de points soit directement, soit par des influences métamorphiques, et dans des positions telles qu'on peut leur attribuer une part importante du soulèvement de la chaîne.

Au delà d'Argelès et du gave du Pau commence la partie occidentale; la zone des schistes cristallins se réduit à une largeur de 15 kilomètres et au-dessous. Les sommités, au lieu d'être granitiques, sont formées par des calcaires crétacés, les zones jurassiques ayant presque entièrement disparu et la zone crétacée du versant espagnol se trouvant portée sur la crête, depuis le mont Perdu jusqu'au delà de la brèche de Roland, tandis que les schistes cristallins restés en dessous n'affleurent que vers la base du cirque de Gavarnie. Les éruptions granitiques ont presque disparu, et vers le pied de la chaîne les pointements dioritiques se multiplient, ainsi que les gîtes de gypse, à tel point qu'en profondeur, on pense que les ophites doivent se trouver sur des étendues considérables très-rapprochées de la surface.

Les cartes géologiques montrent certaines parties des Pyrénées en quelque sorte ponctuées d'éruptions, et les actions métamorphiques ont sur ces parties une généralité qui annonce le voisinage des ophites. Ces actions se sont surtout généralisées partout où les couches ont été fortement redressées.

Fig. 22. — COUPE DE TAUNIS A LABARTHE DE NESTE (Hébert).

La coupe figure 22, suivie par M. Hébert dans la vallée de la Neste, donne idée des perturbations qu'un typhon d'ophite, formant la butte de Taunis, a pu déterminer dans un massif néocomien. Ce typhon est sorti au milieu des calcaires à caprotines bouleversés et altérés, auxquels succèdent des schistes terreux

dont la stratification est précisée dans la vallée de la Neste par des bancs de conglomérats à éléments schisteux et calcaires. Au delà, jusqu'à Labarthe, les schistes d'abord calcaires, passent à des schistes ardoisiers. Ces terrains, d'apparence très-problématique, ont été reconnus néocomiens.

M. de Mussy a énuméré dans le département de l'Ariége une série de soixante-treize gîtes d'ophites, diorites et lherzolites, dont les surfaces réunies occupent environ 20 kilomètres carrés. La dixième partie de ces gîtes se trouve dans les terrains éocènes nummulitiques.

Ces gîtes ophiolitiques mettent en évidence la diversité des phénomènes qui ont déterminé les soulèvements. Cette diversité, qui entraîne des distinctions d'époques, se trouve en opposition avec la théorie qui voudrait que la chaîne entière fût le résultat d'un seul fait.

La pensée d'attribuer le soulèvement des Pyrénées à un phénomène unique a probablement conduit la plupart des observateurs à donner une importance trop réduite aux soulèvements les plus anciens, résultant des éruptions granitiques. Les granites éruptifs ont fracturé et traversé les granites du pic du Nethou ; on les trouve en beaucoup de points sous forme de typhons et de filons, et l'on est conduit à penser que les larges trouées granitiques, sorties à travers les terrains de transition, ébauchèrent d'abord le relief pyrénéen, en refoulant latéralement les dépôts puissants à travers lesquels elles ont dû se faire place ; les ploiements multiples des schistes de transition et des calschistes dévoniens attestent ces refoulements. Les éruptions granitiques durent se poursuivre à travers la série des dépôts secondaires en y produisant les phénomènes multipliés de soulèvement et de métamorphisme que nous y voyons tracés ; dans la partie orientale de la chaîne, les phénomènes de métamorphisme ont une extension toute particulière qui atteste leur action lente et prolongée.

On ne peut voyager dans les Pyrénées sans faire de la géologie, nous en avons trouvé la preuve dans le *Guide Joanne*, et les vues

panoramiques que M. Petit y a placées. C'est une étude orographique aussi complète que possible, qui permet de joindre aux observations géologiques toutes les appréciations relatives aux formes et à la structure de la chaîne.

La région centrale des Pyrénées, profondément entaillée par la vallée de la haute Garonne, est celle qui attire surtout l'attention et qui en même temps résume le mieux la composition de ces montagnes.

Les sommités du Nethou et du Val-d'Aran sont le nœud central et culminant de la chaîne; la crête aiguë qui s'en détache

Fig. 23. — VUE DU NETHOU ET DE LA MALADETTA, AU-DESSUS DE LA VALLÉE DE LUCHON (Petit).

à l'est, et sert de ligne frontière, est un fragment schisteux soulevé et appuyé sur le centre granitique. Les granites de la Maladetta supportent de même sur leurs flancs les crêtes de roches schisteuses qui encaissent la rive gauche de la vallée de la Pique et dominent celle de Bagnères de Luchon (fig. 23).

Cette disposition de contre-forts perpendiculaires à l'axe de la

chaîne, déterminant des vallées transversales, est un caractère orographique particulier aux Pyrénées. En comparant la structure du massif soulevant du Nethou et de la Maladetta à celle du massif du mont Blanc, on voit que, dans ce dernier, les vallées longitudinales sont les plus importantes, différence qui résulte de la longueur des axes, les Pyrénées constituant une chaîne linéaire, tandis que le mont Blanc est le centre d'un cratère de soulèvement. De chaque côté de l'axe des Pyrénées, l'ensemble des terrains stratifiés a été soulevé comme des volets tournant autour d'une charnière, mais l'inégalité des forces soulevantes et probablement leur défaut de simultanéité, ont divisé les surfaces soulevées en longs fragments appuyés sur l'axe et descendant vers la plaine. Les eaux ont ensuite élargi et modelé ces plans de fractures qui ont donné naissance aux vallées transversales.

Dans les vues panoramiques si heureusement saisies par Petit, chaque point saillant et culminant est présenté avec ses caractères de forme, qui souvent en font deviner la composition.

Les cimes granitiques sont massives, à grandes cassures anguleuses; les cimes et les crêtes schisteuses, tranchantes et exfoliées, dominent en général les crêtes calcaires fragmentaires et ébouleuses.

Le massif du mont Perdu (fig. 24) présente les tranches stratifiées des couches calcaires soulevées au-dessus des roches cristallines; elles sont surtout visibles sur les parois du cirque de Gavarnie.

Les formes carrées du mont Perdu, du Marboré, des crêtes de Gavarnie, de la brèche de Roland, les teintes grises et la stratification des roches, annoncent de loin la nature calcaire et les dispositions toutes spéciales des stratifications dans cette partie de la chaîne. Les roches cristallines granitiques, au lieu de former l'axe culminant de la chaîne, sont au-dessous des alternances calcaires et argileuses accusées par les stratifications du cirque de Gavarnie, qui semblent disposées, au fond de ce cirque, comme les marches d'un escalier gigantesque conduisant aux cimes du mont Perdu, du Marboré, etc.

Fig. 24. — LE MASSIF DU MONT PERDU (Petit).

On peut suivre ces détails de structure sur la vue panoramique (fig. 24).

Le trait principal et caractéristique du relief des Pyrénées orientales est le Canigou, placé en avant de la chaîne, mais qui se rattache à son axe par une crête transversale et soutenue, et par une complète identité de roches.

Le Canigou est un exemple expressif de ce que l'on doit appeler un *groupe de montagnes*, ou plutôt un *centre de soulèvement*. Son ensemble est un cône dont la cime s'élève à 2765 mètres. De cette cime culminante rayonnent neuf crêtes plus ou moins dentelées qui descendent vers le sud-est dans la vallée du Tech, et vers le nord-ouest dans la vallée de la Têt.

Une crête transversale, soutenue presque à la hauteur des cimes, joint le Canigou à la chaîne des Pyrénées, vers le pic de l'Escoula, qui a lui-même 2400 mètres de hauteur. La chaîne des Pyrénées, suivant sa direction normale, se combine avec cette crête de jonction pour former les deux bassins de réception du Tech et de la Têt, qui reçoivent ainsi toutes les eaux du Canigou.

La vallée du Tech longe la base méridionale du Canigou depuis

Prats-de-Mollo jusqu'à Arles-Roussillon et Amélie-les-Bains, et le détache du massif granitique du cap Creuss; la vallée de la Têt, plus largement développée, longe la base septentrionale depuis les hauteurs qui dominent Montlouis jusqu'à Villefranche, Prades et Millas, et sépare ce groupe du massif granitique septentrional.

Le Canigou lui-même est composé de granites porphyroïdes ; c'est un immense typhon qui porte sur ses flancs les lambeaux de terrain de transition à travers lesquels il a été soulevé.

La surface présente, en conséquence, des granites, des gneiss et des schistes micacés, des phyllades avec quelques bancs sporadiques de calcaires subordonnés. Au pied des grands escarpements, une série de gîtes irréguliers de minerais de fer forment une sorte de ceinture autour de la montagne. Ces gîtes, plus ou moins espacés, n'y semblent soumis qu'à une seule condition géologique : la présence des granites éruptifs. Ce sont des gîtes de contact, composés de fer spathique, fer oligiste et hématites, subordonnés aux granites et qui suivent le plus souvent, des fractures au contact des calcaires.

Ces gîtes de minerais de fer, auxquels se rattachent ceux de la vallée de Vic-Dessos, etc., impriment aux éruptions granitiques des Pyrénées un caractère spécial et métallifère.

Les massifs granitiques qui constituent les Pyrénées orientales, subissent une dépression accusée par le col de la Perche, élevé de 1 622 mètres, et par le col de Casteillon, élevé de 1 720 mètres. Ces deux cols marquent les limites du plateau ondulé qui forme la crête de partage ; ils sont distants de 9 kilomètres, et, entre les deux, les saillies du sol encaissent la haute vallée de la Têt, qui suit la crête des Pyrénées parallèlement à sa direction.

Cette large crête de partage, ainsi marquée par la haute vallée de la Têt à Montlouis, présente sur ses deux versants le bassin de réception de la Sègre, dont les eaux se déversent au sud en Espagne, et celui de l'Aude, dont les eaux se dirigent au nord.

Les pics de l'Aude, qui s'élèvent à 2 375 mètres, marquent les sources de l'Aude, dont les eaux se rassemblent dans un bassin

en dessous de Montlouis; elles coulent dans un thalweg assez large, mais fortement encaissé, dont la direction est normale à celle de la chaîne. Ce thalweg reste dans les roches granitiques jusqu'aux environs d'Axat; il se continue ensuite dans les terrains secondaires dont les cluses, fortement accidentées, ont tous les caractères d'une vallée de fracture.

Les massifs granitiques de la rive gauche de l'Aude se continuent vers Vic-Dessos et encaissent les hautes vallées du bassin de réception de l'Ariége, où ils conservent les mêmes caractères de composition.

L'Ariége prend sa source au pied du pic de Font-Nègre, élevé de 2 850 mètres. Les artères du bassin de réception se réunissent vers Pont-Cerda, à la cote de 1470. De cette source jusqu'en aval d'Ax, cette vallée est ouverte dans les granites, auxquels succèdent des schistes et des calcaires siluriens et dévoniens.

Les calcaires jurassiques se montrent, à partir des Cabanes, aux environs d'Ussat et de Tarascon; puis le granite reparaît au jour en amont de Foix, refoulant en quelque sorte devant lui les formations crétacées et tertiaires.

Les granites gneiss, avec dykes de granites porphyroïdes et de pegmatites, constituent le massif entaillé par la haute vallée de l'Ariége. M. Leymerie signale autour d'Ax ces pegmatites avec mica argentin et palmé, qui rappellent celles du typhon granitique de Luchon; la réapparition de ces roches concordant avec une affluence remarquable de sources minérales et thermales. « Le granite d'Ax, comme celui de Luchon, consiste, dit-il, en un magma très-riche en feldspath, où l'on trouve à la fois du granite proprement dit, du granite gneiss, de la pegmatite riche en tourmaline, de la leptynite. L'un et l'autre de ces magmas offrent du mica palmé et il sort de leur sein, à Ax comme à Luchon, des eaux sulfureuses analogues par leur nombre, leur composition et leur thermalité. »

La zone silurienne et dévonienne que traverse la vallée de l'Ariége, d'Ax aux Cabanes, est traversée par de nombreux

dykes et typhons d'ophites, diorites et lherzolites; les roches métamorphiques de contact abondent en minéraux intéressants, asbestes, chlorites, épidotes, etc., et l'on rattache aussi à leur action les nombreux gîtes de minerais de fer qui ont alimenté les petites forges du pays.

On doit également rapporter aux éruptions ophiolitiques les gypses qui existent dans les calcaires jurassiques vers leurs contacts avec les granites dans la région de Tarascon. Ces calcaires saccharoïdes ou lamelleux, micacés ou talqueux, contiennent des amas de gypse importants et leurs caractères métamorphiques rappellent ceux que l'on est habitué à voir dans les gypses subordonnés aux ophites.

En aval de Tarascon, les roches granitiques reparaissent et forment un massif considérable jusqu'à Merens et Montaulieu, près de Foix. Ce sont les mêmes roches granitiques que celles d'Ax, qui se sont fait place entre la zone jurassique et la zone crétacée refoulée au nord de Foix, sous la forme d'un bourrelet montagneux, désigné sous les dénominations de *montagne de Saint-Sauveur* et *pech de Foix*. Ce bourrelet résulte d'un plissement en selle des couches secondaires, depuis l'infralias jusqu'aux calcaires néocomiens à caprotines.

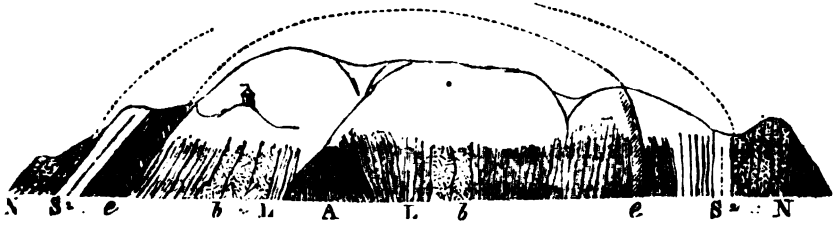


Fig. 25. — COUPE DE LA MONTAGNE DE SAINT-SAUVEUR (Hébert).

M. Hébert a publié une coupe très-détaillée de la montagne de Saint-Sauveur, depuis le pont de Foix jusqu'à Vernajoul, sur une longueur de 1 500 mètres, et indiqué les horizons qui subsistent dans ce massif bouleversé. Nous indiquerons seulement les traits les plus caractéristiques de cette coupe, dont la figure 25 est une réduction.

L'axe du plissement paraît indiqué par un éboulement (A) d'une centaine de mètres de longueur et des calschistes grisâtres qui lui sont superposés. A droite et à gauche, des calcaires compactes avec petits fossiles, parmi lesquels on a trouvé l'avicula contorta, indiquent que cette partie centrale appartient à l'infralias. Les lettres (*b*, *b*) indiquent la position symétrique de bancs puissants de brèches bitumineuses, auxquelles succèdent des alternances de calcaires compactes lithographiques et de brèches calcaires ; l'ensemble est encadré jusqu'en (*e*, *e*) par des calcaires marneux avec fossiles du lias.

Les couches (J^3) sont des calcaires cristallins dolomitiques à nerinées, jurassiques coralliens, surmontés par des couches argileuses avec fer hydroxydé oolithique et pisolitique.

Enfin les calcaires qui se présentent en premier, aux deux extrémités (N), sont des calcaires compactes à rudistes et caprotines qui appartiennent au terrain néocomien.

Ce ploiement des terrains secondaires, démontré par la symétrie des horizons géologiques qui permettent de classer les couches redressées de chaque côté de l'axe, est un exemple intéressant de tant de ploiements des terrains siluriens ou dévoniens dans lesquels la similitude des couches redressées ne permet pas de saisir l'axe du pli et la symétrie des strates.

Au nord de cette montagne se développe le terrain crétacé, représenté par des calcaires néocomiens et des grès crétacés à lignites et par les couches crétacées supérieures du système garumnien, puis les terrains tertiaires éocènes ; de telle sorte que la régularité des zones secondaires et tertiaires se trouve affirmée pour les Pyrénées orientales comme pour les Pyrénées occidentales.

La montagne Noire et les Corbières.

Les Pyrénées occidentales s'élèvent au-dessus des plaines tertiaires miocènes en amphithéâtres majestueux ; la montagne succède subitement aux plaines, et ce contraste est un des caractères

les plus saisissants de cette chaîne. Au fond du bassin de la Garonne, le terrain se relève et une crête de partage sépare ses eaux de celles de l'Aude, dont le thalweg se dirige vers la Méditerranée par un coude à angle droit. Cette crête de partage est déterminée par les dernières pentes de la montagne Noire, qui semble un massif détaché du plateau central, et par celles des Corbières, que l'on peut considérer comme une ramification des Pyrénées orientales.

La montagne Noire est plutôt un groupe qu'une chaîne de montagnes; ses sommités granitiques atteignent de 1 000 à 1250 mètres d'altitude, et l'ensemble s'isole nettement du plateau central, dont les bords se sont abaissés bien au-dessous de cette nouvelle région granitique. Les deux contrées sont d'ailleurs séparées par une zone de dépôts tertiaires.

Les granites dominants sont porphyroïdes et affectent des formes éruptives. Leurs affleurements sont disposés en trois crêtes principales et parallèles : celle de la montagne Noire au sud; celle de la Canne, de Brassac à Murat; celle de Sidobre au nord, entre Castres et Brassac.

Les gneiss et les schistes micacés soulevés par ces granites forment des zones d'affleurement plus ou moins larges dont les crêtes sont parallèles aux axes de soulèvement. Viennent ensuite des calcaires et des calschistes dévoniens très-développés, fortement redressés et donnant par conséquent naissance à des crêtes inférieures aux crêtes plus larges et fortement dentelés des schistes qui les dominent. Les calcaires compactes esquilleux ou marmoréens rappellent ceux des Pyrénées et sont, en effet, exploités comme marbres sur plusieurs points des environs de Caunes. Ces marbres rouges ou gris contiennent les fossiles dévoniens : orthocères, nautiles, polypiers.

L'ensemble des terrains anciens soulevés par les granites, sous des angles de 75 degrés, émerge en falaises à pentes rapides des dépôts secondaires du sud, qui sont moins accidentés.

Vers le nord, les terrains dévoniens, refoulés entre les granites de la chaîne principale et ceux de Sidobre, sont ployés et brisés

de manière à former une contrée hérissée d'accidents et de fractures, d'un parcours très-difficile.

Les calcaires crétacés, les grès et marnes tertiaires qui entourent l'ensemble du massif granitique et de transition de la montagne Noire, eux-mêmes relevés et accidentés, démontrent que le soulèvement de cette contrée, bien postérieur à celui du plateau central, appartient à un tout autre système de soulèvement; ce système, dans l'opinion de M. Dufrénoy, correspondrait à celui des Alpes.

Si, quittant les dernières pentes de la montagne Noire, on descend dans la vallée de l'Aude, vers Carcassonne, et que l'on remonte ensuite cette vallée, on traversera, jusqu'au delà de Limoux, des terrains tertiaires montagneux et accidentés, puis une série de terrains crétacés dont les reliefs abrupts et les roches altérées, analogues à celles des Pyrénées occidentales, servent en quelque sorte d'introduction aux terrains de cette chaîne. De Quillan aux terrains schisteux et cristallins que l'on rencontre au-dessus d'Axat, la formation néocomienne présente des caractères tels, que pendant longtemps elle a été confondue avec les terrains de transition.

On désigne sous le nom de *Corbières* le pays montagneux compris entre la rive droite de l'Aude et la vallée de l'Agly.

L'Aude sort de la région des Pyrénées, en suivant une direction normale à la chaîne, c'est-à-dire vers le nord, jusqu'à Carcassonne, où elle rencontre les premiers relèvements de la montagne Noire, qui l'obligent à tourner subitement à l'est. Elle limite, par ce contour, une contrée fortement accidentée par une série de chaînons parallèles aux Pyrénées.

M. d'Archiac, dans un ouvrage spécial que l'on peut citer comme un modèle de description géologique, compare cette contrée montagneuse à un parquet dont chaque feuillet aurait été dérangé de sa position première en tournant sur un des côtés comme charnière, sans dépasser un angle droit, si ce n'est dans une ou deux localités où les stratifications ont été renversées.

La direction est-ouest est inscrite sur toute la contrée des Corbières et de la montagne Noire, non-seulement par les reliefs du sol, mais aussi par les zones géologiques qui y marquent les variations des roches constituantes.

Ainsi, à la zone de schistes micacés, gneiss et granites, succède une large zone néocomienne formée d'un étage d'alternances marneuses et calcaires, surmontées d'un étage de calcaires blancs, compactes, à caprotines, qui, des deux rives de l'Aude, s'étend jusqu'aux lagunes du littoral. Cette zone comprend les montagnes les plus élevées, et notamment la chaîne de Saint-Antoine, dont les sommités, de 800 et 1 000 mètres d'altitude, atteignent 1 230 mètres au mont Bugarach. Dans cette petite chaîne, comme dans les Pyrénées, on est frappé du rapport qui existe entre les soulèvements et l'altération métamorphique des roches.

L'étage néocomien inférieur se compose principalement de schistes et de calcaires noirs, de schistes gris sableux passant aux grès de la base; cet étage est surmonté par des calcaires compactes, puissants et massifs dans lesquels on trouve, sur beaucoup de points, des rudistes et des caprotines caractéristiques de cette période géologique. Les caractères minéralogiques de ces roches, bien qu'un peu spéciaux à la région pyrénéenne, paraissent à peu près normaux dans les masses les moins soulevées; mais dans les régions culminantes, à Bugarach par exemple, on n'est plus surpris que ce terrain ait pu être considéré comme dévonien.

Cette montagne de Bugarach ne présente de tous côtés, que des dolomies grises, bleuâtres et grenues, noirâtres et fétides. Les masses fendillées culminantes et les blocs accumulés à leur base accusent par leurs formes émoussées le caractère des dolomies grenues. Involontairement, en considérant les caractères minéralogiques de ces calcaires et leurs formes fracturées (fig. 26), on se trouve reporté aux dolomies du Tyrol et à l'origine métamorphique que leur attribuait M. de Buch.

Des sommets de cette montagne, on voit, dit M. d'Archiac, se

poursuivre au loin ces couches dolomitiques dans tout le massif, d'abord inclinées vers le sud, très-disloquées vers le centre, puis verticales, tandis qu'à l'extrémité opposée elles inclinent vers le nord. Ces couches n'ont pas moins de 650 à 700 mètres de puissance, comme les calcaires de la chaîne de Saint-Antoine, dont le massif du Bugarach est un appendice détaché.

Fig. 26. — LA MONTAGNE DE BUGARACH (d'Archiac).

La formation néocomienne est recouverte au nord par une formation crétacée supérieure qui, en plusieurs points, se trouve en stratification discordante, attestant ainsi que les mouvements qui ont accidenté la contrée ont dû précéder le grand soulèvement pyrénéen dont ils accusaient d'avance la direction. Les roches crétacées contrastent d'ailleurs avec les roches néocomiennes inférieures, par leur apparence sédimentaire et leurs stratifications moins bouleversées.

L'ensemble du dépôt crétacé s'appuie au nord sur une zone protubérante de terrain dévonien, marquée sur la carte géologique comme terrain de transition.

Cette zone de terrain dévonien qui encaisse le bassin crétacé des Corbières, a 50 kilomètres de longueur sur une largeur de 2 à 3; le sol, fortement accidenté, y atteint des altitudes de 600, 800 et 990 mètres. Du fond des vallons aux cimes culminantes,

on y voit une succession de schistes noirâtres, gris ou de couleurs plus claires et satinées, avec bancs calcaires subordonnés et un grand développement de calcaires amygdalins, dont les alternances sont analogues à la fois aux calcaires marmoréens de Campan et à ceux de Caunes.

Au nord de cette zone se trouve un nouveau bassin de craie supérieure, puis la grande zone tertiaire qui descend vers les étangs de Capestang. Cette zone tertiaire se prolonge au nord jusqu'aux relèvements crétacés, dévoniens et granitiques de la montagne Noire.

Les terrains tertiaires sont intimement liés avec le terrain crétacé par une formation nummulitique intermédiaire, qui tantôt a été considéré comme un étage de craie supérieure, tantôt comme constituant un étage tertiaire inférieur. Le terrain tertiaire proprement dit est représenté par une formation lacustre très-puissante et eocène, la formation moyenne pliocène étant représentée par un étage de mollasse marine superposé qui couvre les plateaux lacustres.

Ce qui donne un intérêt particulier à ces terrains tertiaires, c'est que leurs deux étages (dans la vallée moyenne de l'Aude, aux environs d'Alet et du mont Alaric), sont soulevés et accidentés, et que par conséquent ils ont été atteints par la série des soulèvements qui ont modelé la contrée.

Cette série de soulèvements doit être complexe, car les diverses formations superposées sont discordantes.

M. d'Archiac signale comme le soulèvement le plus ancien celui qui a exhaussé le massif dévonien du centre et les terrains houillers de Segure et de Durban.

Le plus important dut être ensuite le soulèvement qui a séparé la période néocomienne des dépôts crétacés supérieurs, et qui a soulevé les calcaires à caprotines au-dessus de 1 000 mètres en imprimant à leurs roches les caractères métamorphiques les plus prononcés.

Les calcaires crétacés du mont Alaric, les grès poudingues, les calcaires nummulitiques d'Alet et les dépôts lacustres ont été

affectés par une troisième époque de soulèvements, qui probablement ont encore exhaussé les terrains dévoniens et les terrains néocomiens, en relevant et comprimant les dépôts tertiaires.

Il est à remarquer que ces mouvements avaient une intensité décroissante à mesure que l'on se rapprochait de la période actuelle, de telle sorte que les mollasses miocènes sont restées presque horizontales, bien qu'exhaussées en quelques points à 100 et 120 mètres au-dessus des mers actuelles.

CHAPITRE III

CONTRÉES PORPHYRIQUES, TRAPPÉENNES ET VOLCANIQUES

Les roches éruptives jouent un rôle essentiel dans les soulèvements qui ont formé les chaînes et les groupes de montagnes. Nous n'avons pu indiquer les conditions de composition et de structure des contrées culminantes et des accidents qui les ont sillonnées, sans répéter chaque fois quelles sont les roches éruptives et soulevantes.

Les trois grandes époques éruptives sont marquées :

1° Par les roches granitiques ;

2° Par les roches porphyriques et trappéennes ;

3° Par les roches volcaniques.

Les roches granitiques comprennent les granites micacés à orthose ; les granites porphyroïdes à feldspaths multiples, les syénites, les protogines.

Les roches porphyriques ou trappéennes sont plus variées, et forment deux séries minéralogiques : les porphyres, qui, des variétés pouvant se confondre avec les granites porphyroïdes, passent aux porphyres quartzifères, puis aux porphyres feldspathiques et aux eurites ; les roches trappéennes, qui comprennent les diorites, les mélaphyres et les serpentines.

Enfin les roches volcaniques, si variées dans leur composition et dans leurs caractères, commencent par la série des trachytes et des phonolithes, se continuent par la série des basaltes et se terminent par des laves cellulaires pyroxéniques ou feldspathiques des volcans modernes.

Ces trois grandes époques d'éruptions sont représentées en France. Celle qui occupe les plus vastes surfaces est la formation

des granites, gneiss et micaschistes, qu'il est impossible de séparer et que nous avons successivement indiqués dans les contrées de transition, surtout sur le plateau central. On y distingue les granites anciens à grains fins des granites porphyroïdes, qui sont postérieurs et constituent une multitude de typhons, dykes ou filons. Les granites à grandes parties, les pegmatites et les granites kaolineux du Limousin, forment un épisode intéressant dans cette série de roches où l'on peut toujours trouver des faits nouveaux. Dans les contrées granitiques, telles que le plateau central ou le massif de la Bretagne et de la Vendée, le granite normal est la roche dominante, les granites porphyroïdes sont subordonnés; mais dans les chaînes d'un âge plus moderne, les caractères éruptifs et soulevants des granites porphyroïdes ressortent davantage.

Les porphyres quartzifères ou feldspathiques occupent, ainsi que les granites éruptifs, des espaces considérables, tandis que les roches trappéennes, telles que les diorites, les mélaphyres euphotides et serpentines, ne se trouvent qu'en gîtes sporadiques et circonscrits. Ces roches sporadiques ne constituent pas de contrées géologiques distinctes, mais leurs pointements multipliés à travers les autres terrains annoncent une étendue souterraine plus importante; elles ont le plus souvent réagi par des actions métamorphiques sur les roches de la surface et leur ont imprimé des caractères particuliers.

Quant aux roches volcaniques, leur étendue et leur puissance sont telles, qu'elles constituent des contrées toutes spéciales.

Nous suivrons la succession de toutes ces éruptions, en cherchant les exemples les plus aptes à faire ressortir les caractères géologiques qui en résultent.

Granites éruptifs.

Les granites sont les premières roches éruptives de l'édifice géologique. Toutes les observations précitées sur les chaînes de montagnes dont les terrains granitiques forment les axes ou les

points culminants, tendent à démontrer que les granites à petits grains, composés de feldspath, quartz et mica à l'état cristallin, en proportion et dissémination régulière, forment autour du globe une enveloppe continue. Dans les montagnes fortement accidentées, où les terrains granitiques sont très-développés, ces granites anciens sont traversés, ainsi que les roches soulevées, par des granites porphyroïdes à grands cristaux de feldspath, par des pegmatites, des protogines ou des syénites, qui sont évidemment de véritables roches éruptives sorties à l'état fluide ou pâteux, sous forme de masses ou typhons, de gros dykes ou de filons déliés. Ces granites éruptifs ont, en général, exercé sur les roches traversées des réactions métamorphiques très-prononcées. Ainsi le caractère cristallin des terrains schisteux métamorphiques, leur fréquente feldspathisation, le quartz qui les imprègne ou qui les sillonne en veines ou filons, leur rubéfaction, doivent être attribués en grande partie à des altérations déterminées par le contact des granites ou par les émanations métamorphiques qui ont suivi leur sortie.

Comme toutes les idées, même les plus bizarres, ont le droit de se produire en géologie, on a récemment cherché à développer la thèse que les granites n'étaient pas des roches éruptives. Cette opinion, présentée à Paris, loin des granites, a eu les honneurs d'une discussion; dans une contrée granitique, on aurait jugé cette discussion inutile. Un observateur de Nantes, M. Dufour, a produit à l'appui de l'origine ignée des granites quelques considérations spéciales qui ne sont pas sans intérêt.

Il est impossible, dit-il, de ne pas remarquer, dans les nombreuses carrières où l'on extrait les granites, la disposition des joints qui les divisent en blocs plus ou moins gros. Des angles rapprochés de 105 et de 112 degrés et des angles droits semblent souvent indiqués, angles qui dominent dans la cristallisation de l'orthose; de telle sorte que les fissures ondulées du retrait auraient une tendance à se rapprocher des plans de cristallisation de la substance dominante. Cette tendance s'observe même dans les eurites. A la partie supérieure des masses granitiques et vers les contacts

où le refroidissement a dû être plus rapide et la cristallisation plus confuse, les joints disposés suivant les directions cristallines sont plus nombreux et donnent lieu à des fragments plus petits.

Ces considérations sont de peu d'importance comparativement à celles qui résultent des conditions du gisement des granites; mais elles ouvrent une voie nouvelle aux observations.

Aux preuves directes de l'origine éruptive des granites porphyroïdes, résultant surtout de leurs formes injectées et de leurs actions métamorphiques, on peut ajouter celles qui se déduisent de leur liaison avec les porphyres, dont l'origine n'est pas contestée. Cette liaison résulte à la fois des conditions du gisement et d'une complète identité de composition.

La liaison minéralogique est d'ailleurs établie entre les granites et les porphyres par les *porphyres granitoïdes*, dont les caractères sont tels, que l'observateur reste souvent indécis sur la nature des roches en présence desquelles il se trouve.

Sur les côtes du Cotentin, et notamment aux falaises de Jobourg, les granites porphyroïdes passent à des syénites, elles-mêmes traversées par des diorites souvent épidotifères, qui passent à diverses variétés d'eurites. Ces roches sont tellement entremêlées, qu'on ne peut dire si telle masse est contemporaine ou formée par une série d'éruptions distinctes; toutes sont entremêlées de schistes accidentés et portés au paroxysme des transformations métamorphiques. Elles forment sur la côte des crêtes et des caps, en vertu de leur dureté et de leur résistance à l'action des flots.

Parmi les masses granitiques qui forment les cimes culminantes des chaînes ou groupes de montagnes, il en est qui sont évidemment des masses éruptives sorties à l'état pâteux, injectées, sous forme de dykes ou filons, dans les roches soulevées; d'autres ont été évidemment soulevées à l'état solide; pour d'autres enfin, l'origine reste incertaine.

En général, les masses soulevées à l'état solide ne comprennent

pas seulement des granites ; les schistes superposés qui les accompagnent et forment autour d'eux des ceintures concentriques, sont sortis avec les granites à travers les terrains fracturés.

En obéissant à ces mouvements, les masses minérales, lors mêmes qu'elles étaient déjà solidifiées, ont subi des étirements et des refoulements qui déterminent des structures d'apparence anomales. Parmi ces dispositions, la structure dite *en éventail* a été observée sur plusieurs points.

Cette structure est celle du massif du mont Blanc ; elle est ainsi nommée parce qu'une coupe verticale montre en effet les couches de schistes cristallins qui enveloppent le centre granitique, disposées comme les palmettes d'un éventail. Lorsqu'on gravit les pentes de la montagne, on voit les schistes talqueux plonger vers l'axe granitique, les inclinaisons se rapprochant de plus en plus de la verticale à mesure qu'on s'élève vers le sommet. Comme type de cette disposition problématique, nous remettons sous les yeux du lecteur la coupe théorique que M. Lory applique au massif du Grand-Charnier, point culminant de la chaîne principale d'Allevard. Cet exemple, pris sur un massif plus facile à parcourir que le mont Blanc, expliquera mieux les conditions de sa formation.

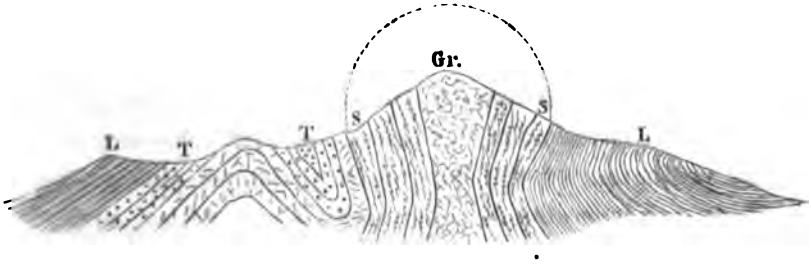


Fig. 27. — COUPE THÉORIQUE DU GRAND-CHARNIER (Lory).

« Il faut supposer, dit M. Lory, que les terrains cristallisés, refoulés par des pressions très-énergiques, ont formé au sommet un pli très-saillant, et ont été rompus par l'excès de la courbure. Cette rupture a mis à découvert, au centre de la rupture, les

schistes talqueux, les stéaschistes et les protogines. Mais la crête culminante ainsi produite, dominant toutes les autres, les parties supérieures des couches redressées n'ont subi que de faibles pressions latérales, tandis que les parties profondes de ces mêmes couches ont été comprimées avec force par la réaction des plis voisins et par le refoulement général qui a produit l'ensemble de ces plis. Les roches de la chaîne principale ont ainsi éprouvé vers la base un serrement qui ne s'est pas produit dans les parties culminantes; elles ont pris en quelque sorte la disposition des pailles d'une gerbe fortement serrée, comme l'indique la coupe théorique. »

Cet exemple de structure comprimée démontre que les masses minérales solides, mises en mouvement par les soulèvements, sont plus ou moins malléables et ont pu se prêter, par étirement ou refoulement, aux conditions de ploiements et de formes accidentées que nous voyons aujourd'hui. Dans la plupart des coupes, on voit ainsi un même faisceau de couches, dont l'épaisseur devait être uniforme, étiré sous des puissances réduites par des pressions latérales et refoulé en d'autres points sous des puissances exagérées. Si ces mouvements n'avaient pu se produire, il devrait exister dans les montagnes des vides considérables, tandis que, sauf les distensions par failles ou par fissures multiples, tout est plein et massif, les strates ayant obéi, en vertu de leur malléabilité, à une sorte de pétrissage. Les terrains les mieux connus, les dépôts houillers, confirment cette malléabilité attribuée à l'ensemble des grandes masses minérales.

Les massifs culminants des Alpes sont ainsi formés par des granites protogines et par les strates schisteux plus ou moins cristallins qui leur étaient superposés. Ces granites, soulevés à l'état solide et à des hauteurs considérables, auraient des caractères bien différents s'ils eussent été fluides ou pâteux.

On trouve des phénomènes analogues de soulèvement de granites solides dans des contrées dont les formes moins accidentées permettent de mieux apprécier les mouvements.

Le massif granitique de la Serre, près Dôle, est sur échelle

réduite un exemple de ces soulèvements. Le massif central et culminant est formé de granite et de gneiss; les terrains permiens, triasiques et jurassiques superposés aux terrains granitiques, ont été courbés et rompus pour lui donner passage, et sur le périmètre de ces ruptures au contact du granite, on ne peut constater aucun fait d'éruption, de pénétration et d'action métamorphique de la masse soulevante sur les couches soulevées. Le granite est donc là en vertu du rang stratigraphique qu'il occupe; il n'a aucun caractère éruptif.

Les soulèvements de cette nature ont mis en évidence, sur des espaces assez restreints, le résumé stratigraphique des terrains de la contrée; nous en trouvons un second exemple dans le pointement granitique de Malain, avant l'entrée du tunnel de Blaizy. Le granite rougeâtre et grenu, visible seulement dans le fond de la vallée, surgit en relevant et amenant au jour les couches du trias recouvertes par le lias.

La série stratigraphique des terrains existant dans cette région jurassique, au-dessus des granites, est ainsi mise à découvert; elle est identique d'ailleurs à la série des terrains reconnus dans les contrées environnantes, et notamment dans le département de Saône-et-Loire. Mais dans Saône-et-Loire, le terrain houiller est souvent interposé entre le granite et le trias; il ne l'est point à Malain, ce soulèvement nous l'apprend. Il épargne donc les frais de sondage et de recherche que l'on aurait pu vouloir entreprendre, en nous apprenant que le résultat aurait été négatif. Plus tard, en examinant les contrées houillères et en cherchant à définir le régime de ces terrains, nous aurons à revenir sur cette excursion instructive de Dijon à Malain et Blaizy; pour le moment, contentons-nous de faire ressortir l'uniformité des roches granitiques qui, sur des points si éloignés, se montrent à leur place stratigraphique avec des caractères minéralogiques toujours si constants, et pour constater aussi que les granites anciens de Malain, soulevés à l'état solide, ne pénètrent pas dans les marnes irisées, dont les roches ne présentent aucune trace d'altération métamorphique.

Les granites éruptifs présentent des caractères tout différents de ceux des granites anciens. Dans le plateau central ils sont toujours caractérisés par leur texture porphyroïde; ils traversent les granites anciens sous forme de filons déliés, de dykes puissants ou de typhons massifs; ils pénètrent dans les dépôts sédimentaires et en altèrent la nature normale. Quelques exemples pris dans les Alpes et dans les Pyrénées indiqueront les observations auxquelles ils ont donné lieu.

Les granites éruptifs avaient accidenté le sol des Pyrénées à une époque antérieure au soulèvement principal de la chaîne; M. Leymerie les a décrits avec une précision qui met en évidence leurs caractères de forme et de composition.

Le granite ancien et normal des Pyrénées est un mélange cristallin et homogène, dans lequel les trois éléments constituants sont disséminés assez uniformément pour que la roche présente toujours le même aspect. Les granites éruptifs ont, au contraire, des aspects variés par leur caractère porphyroïde et par les variations résultant du mélange des éléments. On s'en fera une idée assez juste, dit M. Leymerie, si on se les représente comme une pâte feldspathique, presque pure, qui aurait cristallisé en granites porphyroïdes, en pegmatites ou en leptynites; variabilité qui a suggéré la dénomination de *protéique*.

Nous avons déjà cité les granites protéiques, qui se trouvent à la base de la montagne de Super-Bagnères, au pied de laquelle sortent les eaux minérales de Luchon. Cette montagne, élevée de 1 797 mètres, a pour noyau une sorte de *typhon* granitique (fig. 21), enveloppé concentriquement par des schistes cambriens et siluriens concordants. Le typhon semble sortir du sein de la terre et faire effort pour recourber sur lui les schistes de transition qui s'opposaient à son passage et qu'il n'a pu percer; c'est un exemple irrécusable d'une éruption granitique avec intrusion et pénétration dans les gneiss superposés. C'est un soulèvement indépendant, détaché par une faille des schistes qui s'appuient sur la Maladetta.

Parmi les nombreux gîtes de granites éruptifs signalés dans les

Pyrénées, nous rappellerons les granites porphyroïdes en filons (reconnus par M. Leymerie) qui traversent le massif du Nethou, lui-même composé de granite normal.

Les masses granitiques éruptives, en typhons ou dykes isolés, se distinguent quelquefois par leurs formes arrondies et leur nature décomposable. Sans se décomposer en roche argileuse, les granites sont sujets à s'égrener et à se déliter en arènes qui, entraînées par les pluies sur les déclivités, vont encombrer les fonds des ravins et des vallées.

Ces granites sont en effet les moins homogènes, il y existe des centres cristallins de granites durs, enveloppés de granites délitables, et les actions atmosphériques, délitant ces enveloppes en arènes, laissent sur place des blocs arrondis qui s'entassent les uns sur les autres. On cite beaucoup de ces blocs granitiques dispersés ou entassés, dans le Morvan, dans l'Auvergne, etc. ; et M. Martins en mentionne un exemple intéressant dans la vallée des Escaldas, près Mont-Louis, dans les Pyrénées-Orientales.

« Cette vallée, dit-il, est entièrement granitique ; derrière l'établissement des bains s'élève une colline transversale qui semble la barrer ; elle se compose d'une accumulation de blocs de toutes grandeurs et des formes les plus variées. Quelquefois on voit quatre ou cinq blocs empilés les uns sur les autres de la manière la plus bizarre ; le granite qui les compose est dur et compacte. » Examen fait de cette colline, M. Martins conclut que cette accumulation de blocs, qui semble au premier abord une moraine d'anciens glaciers, résulte de la division sur place d'un même rocher, dont les parties décomposées, minées par les eaux, ont ainsi dégagé et laissé les blocs isolés ou superposés.

Dans les Alpes, M. Elie de Beaumont a depuis longtemps signalé le caractère éruptif de certains granites postérieurs au lias. En général, l'étude des terrains granitiques des Alpes est difficile, parce que les roches au contact des granites sont le plus souvent des gneiss qui ne s'en distinguent pas nettement ; l'amplitude des masses ajoute à cette difficulté, parce que l'œil ne

peut en suivre les contours. D'ailleurs la grande altitude et les déclivités rapides des granites sont des obstacles d'autant plus grands, que, lorsqu'on a atteint ces masses sur un point, on ne peut en étudier les contacts avec les autres roches que sur des espaces très-restreints.

Malgré ces difficultés, M. Elie de Beaumont a pu observer sur plusieurs points des Alpes françaises, les contacts des granites avec les roches jurassiques; sur ces divers points il a pu, d'après l'examen des roches et leur disposition, constater la nature éruptive de ces granites. Au-dessus de Villard-d'Areine, par exemple, les calcaires sont surplombés par les granites, qui semblent se déverser sur leurs couches inclinées. Ces calcaires du lias, dans leur état normal, sont noirs, compactes et divisés en petits bancs souvent schisteux; aux approches du granite ils sont gris, saccharoïdes, massifs et sillonnés de veines spathiques; ils en sont séparés par une zone de granites fragmentaires qui constitue une véritable brèche de frottement.

Les positions des granites, relativement aux calcaires du lias, n'ont pas grande signification, le soulèvement principal des Alpes étant postérieur à ces deux roches, mais les altérations métamorphiques, toujours si vaguement exprimées par les roches schisteuses, le sont très-nettement par les calcaires. Avant le soulèvement principal, les éruptions granitiques devaient avoir créé des montagnes importantes sur l'emplacement des Alpes, ainsi qu'il a été dit dans le chapitre précédent au sujet notamment du massif des aiguilles Rouges, dans lequel les pénétrations par filons injectés sont nombreuses, les actions métamorphiques exercées sur les roches schisteuses ayant un caractère ferrugineux et granitique tout à fait spécial. En considérant le massif des aiguilles Rouges dans son ensemble, on voit qu'il a eu pour effet le soulèvement des assises jurassiques du Buet, et M. Favre, après une étude détaillée, en a représenté l'ensemble par la coupe figure 8, qui explique sa formation par la sortie d'un typhon granitique inséré dans les roches schisteuses redressées. Sur quelques points les granites sont même sortis au jour, les

couches jurassiques du Buet obéissant au mouvement imprimé par cette éruption.

On voit, en une multitude de localités de nos régions granitiques et montagneuses, les granites en filons ou dykes couper ainsi les roches superposées, s'insérer et se ramifier dans leurs fissures et leurs plans de stratification; le fait est aujourd'hui d'une telle vulgarité, qu'on ne s'y arrête plus, mais on ne saurait trop étudier les ensembles montagneux qui mettent en évidence le caractère éruptif des granites et expriment les grands mouvements qu'ils ont déterminés.

Nous avons signalé dans le chapitre précédent le caractère monotone des granites anciens et des schistes qui leur sont superposés ; il n'en est plus de même lorsqu'il s'agit de granites éruptifs. Les filons, les typhons à lisières ramifiées et pénétrantes dans les terrains encaissants, ont exercé les actions métamorphiques les plus diverses sur les roches traversées. Ces roches prennent alors des apparences plus cristallines ; elles sont pénétrées de minéraux adventifs, macles, pinites, couzéranites, tourmalines, micas, chlorites, etc., et ces variations suffisent pour rendre les excursions intéressantes et instructives.

Les réactions métamorphiques sont un sujet inépuisable de recherches et d'études. Les substances métalliques qui se trouvent vers les contacts, en nodules, en cristaux isolés, en veines ou stockwerks, se mêlent aux exsudations quartzeuses; les oxydes de fer, l'oxyde d'étain, le wolfram, rares comme matière exploitable, abondent comme échantillons; les phosphates de fer y attestent l'existence, dès les premiers âges du globe, d'émanations d'acide phosphorique indispensable au développement de la vie organique; il y a quelques années les travaux souterrains, en recherchant à Montebras l'oxyde d'étain, ont rencontré des veines et des amas d'amblygonite assez considérables pour qu'on ait songé à en tirer parti.

Ces réactions métamorphiques se trouvent vers les contacts des granites porphyroïdes les plus anciens, de manière à démontrer

que les fissures qui sillonnaient les masses accidentées par des granites postérieurs, ont servi d'évents à des émanations souterraines qui y déterminaient des transformations profondes et des intrusions de minéraux étrangers.

Contrées porphyriques.

Les roches granitiques ne forment des contrées étendues que dans le cas où les granites anciens y occupent de grandes surfaces qui n'ont été recouvertes par aucun dépôt sédimentaire ; les roches porphyriques, au contraire, n'apparaissent au jour que par éruptions sporadiques, sans être assez continues pour constituer des contrées géologiques distinctes. Mais l'abondance et la puissance de ces masses éruptives, les reliefs et accidents auxquels leur sortie a donné lieu, les altérations profondes qu'elles ont produites dans les roches traversées, ont imprimé à certains districts des caractères tels, qu'il en est résulté de véritables *contrées porphyriques* ou *trappéennes*.

Il n'est pas possible de tracer une ligne de démarcation absolue entre les granites et les porphyres ; de nombreuses analyses ont démontré que la composition des granites et des porphyres quartzifères, pris en masse, était à peu près identique. Ces roches ne diffèrent réellement que par leur texture et par le mode de cristallisation des éléments constituants, et, sous ce rapport, il existe même des porphyres granitoïdes qui établissent le passage minéralogique entre les deux séries.

Cependant, en comparant la série des roches granitiques à celle des porphyres, on reconnaît que la proportion de la silice, libre ou combinée, diminue graduellement à mesure que l'époque d'éruption est plus moderne.

Ainsi les granites porphyroïdes contiennent moins de silice que les granites grenus qui sont plus anciens, et cette propriété est souvent accusée par le développement des cristaux de feldspath du sixième système cristallin. De même les porphyres quartzifères, premières roches de la série porphyrique, sont plus

siliceux que les porphyres feldspathiques, qui sont en effet des porphyres sans quartz libre.

Dans la série des roches trappéennes, qui succède à celle des porphyres, la proportion de silice diminue encore. Cette diminution est attestée par la composition des mélaphyres, dont la base dominante est le feldspath labradorite, le moins silicaté de tous; elle l'est encore par la présence des pyroxènes moins silicatés que les amphiboles, qui n'existent guère que dans la série des granites et des porphyres.

Les silicates magnésiens, qui caractérisent les serpentines et les euphotides, appartiennent aux éruptions les plus récentes de la série des roches porphyriques et sont la base des roches les moins siliceuses et les plus hydratées.

Cette loi de diminution progressive de la proportion de silice dans les roches éruptives, et du passage des roches les plus *acides* à celles qui sont les plus *basiques*, a été mise en évidence par les analyses de M. Delesse, faites sur les cristaux constituants, sur les pâtes ou sur des échantillons moyens pris en roches. Nous citerons quelques-unes de ces analyses en faisant abstraction des fractions, afin d'en mieux faire ressortir les différences; les fractions n'ont d'ailleurs aucune importance dans des analyses de roches, où les proportions des éléments constituants peuvent varier de plusieurs centièmes d'un échantillon à un autre.

	Silice.	Alumine et oxyde de fer.	Chaux.	Alcalis.
Granite grenu des Vosges.....	76	13	0,8	10
Protogine du mont Blanc.....	74	14	1,0	10
Granite porphyroïde des ballons des Vosges.....	71	15	0,5	12
Porphyre quartzifère de Saulieu...	77	15	0,5	7
Porphyre quartzifère de Château-Chinon	71	18	0,5	9
Porphyre feldspathique des Vosges..	67	18	4,0	10
Porphyre micacé mixte des Vosges..	57	21	5,0	13
Mélaphyre de Belfahy.....	53	31	4,0	11
Porphyre vert de Ternuay	49	26	8,0	13
Trapp aphanite de Saint-Bresson (Vosges)	47	30	10,0	11

Dans les granites et les porphyres quartzifères ou feldspathiques, l'oxyde de fer, confondu avec l'alumine, est le sesquioxyde. Sa proportion très-variable, est indiquée par la coloration des roches; elle est presque nulle dans les roches jaunâtres, ou simplement rosées, et peut s'élever à 6 ou 9 centièmes dans les roches plus ou moins colorées en rouge.

Dans les roches trappéennes, mélaphyres, porphyres verts ou trapps, le fer est à l'état de protoxyde; sa proportion est indiquée par l'intensité de la coloration en vert ou en noir : 2 ou 3 centièmes dans les roches vert clair, 9 à 12 dans les roches d'un vert très-foncé ou noires.

Parmi les alcalis, la potasse et la soude dominent dans les roches feldspathiques; la chaux et la magnésie dans les roches trappéennes. Les centièmes qui manquent indiquent la perte et une petite proportion d'eau. Il est d'ailleurs nécessaire, pour compléter la série trappéenne, de citer quelques analyses des roches serpentineuses, magmas de silicates de magnésie, chaux et fer, non cristallins et généralement très-hydratés.

	Silice.	Magnésie.	Chaux et oxyde de fer.	Eau.
Serpentine (moyennes).	42 à 44	32 à 40	5 à 10	10 à 14

Ces magmas magnésiens contiennent à peine 1 centième d'alumine, mais ils sont presque toujours accompagnés de variétés mélangées de feldspath labradorite amorphe (variolites), soit à l'état cristallin (euphotides). L'analyse se rapproche alors des autres roches trappéennes.

	Silice.	Alumine.	Magnésie.	Protoxyde de fer.	Chaux et alcalis.
Variolite de la Durance.....	53	12	9	11	10
Euphotide du mont Genèvre...	50	29	1	1	16

Ce coup d'œil rapide sur la composition des roches porphyriques et trappéennes fait apprécier l'intérêt minéralogique que présentent leurs nombreuses variétés.

La dénomination de *porphyre* reporte la pensée vers les roches d'ornement, telles que le porphyre rouge antique, les porphyres

bruns de Suède, le porphyre vert antique, souvenirs qu'il faut laisser de côté lorsqu'il s'agit de nos terrains porphyriques; ce qui doit en rester, c'est le caractère minéralogique de ces roches, formées d'une pâte compacte dans laquelle sont disséminés des cristaux de feldspath légèrement colorés par les teintes qui généralement se rapprochent des couleurs de la pâte.

Les éléments basiques, qui réduisent la proportion de silice et colorent les roches en vert ou en noir, surchargent les porphyres d'amphiboles ou de micas, et les font passer aux diorites et aux variétés que l'on désigne sous les dénominations de *minettes* ou *porphyres micacés, kersantites, fraydonites*, etc. Ces éléments leur impriment des caractères trappéens, c'est-à-dire des textures finement cristallines ou même compactes, des colorations foncées, et des compositions indécises. Les mélaphyres à grands cristaux, comme ceux de Belfahy, sont en effet des roches subordonnées et exceptionnelles dans le groupe des trapps, et les euphotides ne sont également que des variétés peu développées dans le groupe des serpentines.

La série des roches porphyriques comprend, principalement en France, des roches jaunâtres, grises ou rougeâtres, parmi lesquelles les variétés propres à l'ornement sont assez rares. Si cependant le goût des belles roches existait aujourd'hui comme au temps des Romains, on trouverait dans certaines roches des Vosges et du plateau central des variétés du plus bel effet. Les porphyres de Ternuay et de Belfahy, mis en œuvre dans les ateliers de sciage et de polissage d'Epinal, ont été employés plusieurs fois d'une manière très-heureuse, ainsi que les syénites des ballons.

Porphyres du plateau central.

Les porphyres sont indiqués sur la carte géologique sur des étendues assez considérables, comme formant :

1° Les hauts encaissements de la rive gauche de la Loire et de la rive droite de la Bèbre, depuis la plaine de Montbrison jusqu'au-dessus du Donjon ;

2° Entre la Loire et la Saône, suivant une arête culminant qui domine les coteaux jurassiques de Villefranche, jusqu'au del de Beaujeu;

3° Sur une partie du Morvan, bordant à l'ouest la plaine d'Au tun et se poursuivant jusqu'au delà de Château-Chinon, où i vont former l'encaissement de la plaine du Nivernais vers Mou lins-Angilbert.

L'aspect de ces terrains porphyriques ressemble beaucoup celui des terrains granitiques avec lesquels ils sont enchevêtrés cependant les formes des montagnes sont plus aiguës et les escar pements plus accusés. Les porphyres bien caractérisés s'isolen en pitons de formes plus éruptives; sur les escarpements et dan les vallées resserrées, on voit souvent des dykes et des filon traverser les roches stratifiées.

Les masses réellement éruptives sont en faible proportion dan ces massifs dont l'élément principal est le terrain schisteux plu ou moins métamorphique. Le triage des divers éléments consti tuants se fait naturellement dans les alluvions des cours d'eau tor rentiels qui traversent les régions porphyriques; les véritable porphyres durs résistent aux triturations érosives du transport tandis que les argilophyres et les brèches porphyriques son promptement broyées. Les quartz qui pénètrent les roches méta morphiques résistent aussi, de sorte que les cailloux de Loire exploités pour l'entretien des routes des départements du centre, restent principalement composés de quartz, de porphyres jaunâtres, rougeâtres ou verdâtres, de granites et de roches sili ceuses, dites *cornéennes*, qui représentent les schistes silicifiés e sont les plus dures parmi les roches schisteuses.

Les montagnes du Beaujolais ont une certaine célébrité géolo gique, d'abord à cause de la variété des schistes de transition qu en constituent le sol; en second lieu, à cause du nombre et de la puissance des dykes et filons porphyriques qui sillonnent ces schistes.

Sur les terrains schisteux cristallins, les géologues sont à peu

près d'accord; ce sont des schistes cambriens ou siluriens, peu importe, car ils sont profondément métamorphiques. Ces schistes compactes, souvent désignés sous la dénomination de *cornéens*, sont verts, rouges, gris, noirs, imprégnés de quartz, de mica ou de feldspath et passent à des roches quartzeuses, soit à des eurites, soit à des pétrosilex.

Au-dessus de ces schistes se trouve une formation dévonienne, composée de brèches, de grès, de schistes carbonifères et de calcaires, dont les alternances supérieures contiennent quelques couches d'anthracite. Souvent ces grès anthraxifères passent au pétrosilex et aux argilophyres, ce qui tendrait à les faire confondre avec les schistes inférieurs; mais on a trouvé dans les calcaires des fossiles dévoniens, et dans les schistes à anthracites les impressions végétales des terrains houillers. C'est donc avec raison que cette formation est indiquée comme dévonienne sur la carte géologique.

Les roches éruptives qui ont accidenté ces terrains et qui sont postérieures aux granites proprement dits, tels que ceux du Pilat, ont été l'objet de diverses appréciations et par conséquent de discussions. Nous adopterons la classification proposée par M. Ebray, qui s'est appliqué à les examiner partout où l'on exécutait les chemins de fer et par conséquent dans les tranchées qui facilitaient l'étude des roches.

Les porphyres anciens, quelquefois considérés comme des granites ou comme des syénites porphyroïdes, sont désignés par M. Ebray sous la dénomination de *porphyres granitoïdes*. Ils sont cristallins et contiennent deux feldspaths, l'orthose et l'olygoclase; ils sont quartzeux, micacés et quelquefois stéatiteux. Un filon puissant qui traverse le Lyonnais du nord au sud, depuis Romanèche jusqu'à Monrotier, est un porphyre granitoïde amphibolique. Ces porphyres appartiennent à une première époque d'éruption; ils ont traversé et métamorphisé les schistes inférieurs et ne paraissent pas avoir pénétré les terrains dévoniens.

Les porphyres proprement dits sont à pâte euritique, compacte et tenace, avec cristaux disséminés de feldspath, quartz et mica;

ils constituent d'innombrables filons qui ont traversé tous les terrains schisteux, y compris les poudingues, grès, schistes et calcaires anthraxifères.

Des actions métamorphiques ont été produites par les porphyres sur les diverses roches traversées; la plus apparente est la production du mica noir, presque toujours orienté parallèlement aux salbandes des filons éruptifs. Cette pénétration du mica s'étend à des distances généralement proportionnées à la puissance du filon; aux abords du filon des Arnas, les schistes sont devenus micacés sur près d'un kilomètre, tandis qu'au contact des petits filons la pénétration se réduit à 1 mètre de distance. Le développement du mica parallèlement aux salbandes des filons de porphyre a déterminé des clivages différents de ceux de la stratification. M. Ebray a constaté les mêmes altérations métamorphiques dans la haute vallée de l'Allier et dans le Morvan.

Lorsqu'on voit la grande quantité de porphyres qui existent dans la chaîne de Tarare, on se demande sous quelle forme ils sont en profondeur. Une occasion précieuse s'est présentée pour le reconnaître, le percement des tunnels de chemin de fer et notamment de celui de *Sauvage*, entre Tarare et Amplepuis, qui a dû recouper une des montagnes porphyriques sur une longueur de 3 000 mètres.

Ce tunnel passe à la profondeur de 182 mètres au-dessous de la crête; il a recoupé sur toute cette distance des couches de grès et poudingues du terrain anthraxifère, redressées de 45 degrés à la verticale. Huit dykes porphyriques, dont le plus puissant a 200 mètres d'épaisseur, et dont les épaisseurs totalisées dépassent 500 mètres, ont coupé les plans de stratification des couches redressées, et sont à peu près verticaux. La figure 28 représente un des plus gros dykes (P) recoupés par ce tunnel, accompagné d'un plus petit d'environ 20 mètres de puissance.

Ces dykes porphyriques ont exercé des actions mécaniques et métamorphiques sur les grès schisteux traversés. Un grand nombre de fractures coupent le massif de grès presque parallèlement aux

dykes porphyriques; elles sont remplis de débris argileux et étaient désignées par les entrepreneurs sous la dénomination de *délits gras* (*d*); ces fractures, à peu près parallèles, sont au nombre de plus de cent et représentent des faisceaux de petits filons dans lesquels il n'existe d'ailleurs aucune substance qui pût être attribuée à des réactions souterraines. Les contacts du porphyre indiquent des réactions métamorphiques, tantôt par adhérence et feldspathisation, le plus souvent par désagrégation et décomposition; mais ce qui a été très-remarqué, c'est que les parties les plus décomposées ne sont pas toujours au contact des dykes porphyriques; sur plusieurs points elles constituent des filons spéciaux (C) de 5 à 10 mètres d'épaisseur, qui sont parallèles aux

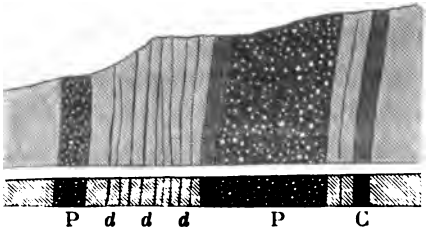


Fig. 28. — FILONS DE PORPHYRE RECOUPÉS PAR LE TUNNEL DE TARARE.

salbandes porphyriques et qui par conséquent coupent, ainsi que les filons de porphyre, la stratification générale des couches dont l'inclinaison est indiquée par les hachures. Ce fait s'explique par l'existence de fractures qui ont servi d'évents à des émanations souterraines dont l'action se propageait de manière à décomposer les roches à une distance plus ou moins considérable.

Les porphyres de Tarare sont un peu quartzifères, à pâte euritique tellement compacte et tenace, qu'on eut la plus grande peine à les traverser; ils ont au plus haut degré les caractères de roches ignées éruptives, sans cependant avoir exercé sur les terrains traversés les réactions métamorphiques générales que l'on trouve dans d'autres contrées. Ces réactions générales doivent probablement être attribuées à des émanations postérieures aux éruptions qui, dans le massif de Tarare, ne se sont produites que dans les limites indiquées.

En dehors de ces grands centres d'éruption porphyriques, existe dans les diverses contrées du plateau central beaucoup de points où les roches porphyriques ou trappéennes ont fait éruption, injectées dans les fissures et failles du terrain, soit sous forme de filons ou dykes, soit sous forme de typhons constituant des montagnes coniques ou pitons qui représentent la roche ignée accumulée sur son orifice d'éruption.

Un fait démontre le nombre considérable de ces éruptions, c'est que les terrains houillers qui ne représentent pas la centième partie des surfaces, en ont été souvent affectés. Ainsi le bassin de Brassac est accidenté par des porphyres; les bassins de l'Allier et de la Creuse par des diorites; le bassin de l'Aveyron par des serpentines.

En plusieurs points ces éruptions ont été rencontrées par les travaux souterrains dans des conditions telles, qu'il est resté prouvé qu'elles avaient eu lieu pendant la période houillère. Ainsi on a trouvé des dykes porphyriques traversant une partie des couches déposées, puis ayant coulé à la surface de manière à s'intercaler dans leurs plans de stratification, régulièrement et sur des espaces considérables.

Les bancs de porphyres intercalés suivant la stratification ont été l'objet de quelques discussions; on les a souvent considérés comme insérés dans ces plans par la force éruptive. Cependant, à Brassac, la concordance est maintenue dans plusieurs plans et sur des étendues telles, que M. Jusseraud les attribue à des coulées contemporaines alternant à plusieurs reprises avec les dépôts et qui furent ensuite ployées et accidentées avec l'ensemble du terrain houiller.

Une observation paraît prouver cette hypothèse, c'est que dans certains poudingues houillers dont les fragments constituants sont assez volumineux pour qu'on puisse bien déterminer les roches constituantes, on trouve des galets de porphyres verts identiques à ceux qui sont interstratifiés.

Depuis, le même fait a été constaté dans le bassin d'Ahun par M. Gruner, qui a établi par des coupes qu'une coulée de trapp

pyroxénique avait été insterstratifiée dans les alternances houillères, puis accidentée par une série de failles qui coupent et rejettent le trapp aussi bien que les couches de grès et de schistes qui lui servent de toit et de mur.

L'intervention de dykes et filons d'un trapp vert dit *diorite*, dans les bassins houillers de Commentry et de Doyet, présente un intérêt spécial, parce qu'on a pu y examiner dans les travaux les contacts de la roche éruptive avec les grès et les schistes houillers et avec la houille elle-même. Or, les altérations sont de telle nature, que l'état de fluidité ignée des diorites ne peut être mis en doute. En présence d'un grès ou d'un schiste altéré, on peut toujours penser que ces roches dont la composition est indéterminée, ont pu affecter des apparences métamorphiques par d'autres causes; mais à Commentry et à Doyet la houille, dont le caractère normal est éminemment gazeux, est complétement transformée à l'état d'anthracite. Les échantillons d'anthracite recueillis au contact des diorites sont comparables à ceux de la Mure et de la Savoie, et le passage de l'anthracite à la houille normale est très-ménagé. Le caractère métamorphique de ces anthracites accidentels vient à l'appui des hypothèses qui, dans certains bassins, attribuent la nature anthraciteuse des combustibles à des actions analogues.

Roches porphyriques des Alpes et des Pyrénées.

Les roches porphyriques, clair-semées sur les diverses contrées du plateau central, n'ont pas d'influence sensible sur leurs caractères géologiques; ce sont des faits isolés et l'intérêt qu'ils présentent ne peut s'étendre au delà des localités restreintes où ils se trouvent. Il en est de même pour la Bretagne et la Vendée; nous y avons cité en plusieurs points l'existence des porphyres, diorites, amphibolites, serpentines; les phénomènes de ces éruptions et des actions métamorphiques qui en sont résultées ne nous présenteraient pas de faits nouveaux. Il n'en est pas de même pour les grandes chaînes des Alpes et des Pyrénées, pour

le groupe montagneux de l'Esterel ; là les roches porphyrique bien qu'elles n'occupent que des surfaces de peu d'étendue, so roches soulevantes en même temps qu'éruptives.

L'Esterel, dont nous avons précédemment indiqué les cara tères géologiques et orographiques, est une contrée classiq au point de vue des porphyres rouges quartzifères qui forme sur le littoral, entre les golfe de Fréjus et le golfe de Napoul une saillie dont le cap Roux est le trait le plus prononcé.

Il n'est pas d'excursion plus intéressante que celle de Fréju Cannes en suivant le littoral ; les escarpements les plus abru mettent à nu toutes les roches constituantes dont les tranch du chemin de fer ont encore avivé les surfaces. On y disting surtout les porphyres rouges, ainsi que les conglomérats et br ches porphyriques formés par les mouvements de leur éruptio les schistes cristallins et les gneiss, qui forment la base des co trées traversées par les dykes, sont eux-mêmes devenus porph riques au contact des masses éruptives.

L'étude de toutes ces roches enchevêtrées a permis de reco naître que les porphyres rouges quartzifères avaient apparu ava les premiers dépôts de grès bigarrés : ils sont en effet liés à c grès par des conglomérats stratifiés contenant des fragments porphyres et de toutes les roches préexistantes, granite gneiss, etc.; mais leurs éruptions ont évidemment continué pe dant toute la période du dépôt de ces grès bigarrés, certain masses ayant traversé leurs stratifications et coupant même l porphyres antérieurs. Les porphyres gris-bleuâtres de l'Agay so les plus récents de la série, qui présente ainsi des roches de co position variable, bien que conservant leur nature de porphyr quartzifères. Les galets que l'on peut recueillir au bord de la m appartiennent aux types les plus durs de cette série, dans laquel diverses variétés ont été exploitées comme roches d'ornement.

Les diorites, amphibolites et serpentines, qui ont joué le rô final dans les soulèvements des Alpes et des Pyrénées, n'affleu rent que sur des espaces très-restreints et ne constituent par co

séquent aucune contrée distincte ; mais ces roches excitent au plus haut degré la curiosité : au point de vue minéralogique, par les contrastes qu'elles présentent avec les roches sédimentaires soulevées et par les réactions métamorphiques qu'elles y ont produites; au point de vue stratigraphique, parce qu'elles affectent des formes et déterminent des perturbations qui signalent leur nature éruptive et, dans beaucoup de cas, expliquent les circonstances de leur éruption.

Les roches désignées dans les Pyrénées sous le nom d'*ophites* sont des roches vertes, basiques, pouvant se rapporter à deux types.

Le plus répandu est composé d'éléments distincts, à structure granitoïde ; ce sont des feldspaths compactes ou lamelleux, associés à des amphiboles vertes plus ou moins foncées, la roche est par conséquent une diorite.

Le second type est cristallin, mais homogène, d'un vert olive ; on y distingue quelquefois une pâte grenue dont la composition est celle du péridot, et des cristaux verts lamelleux qui sont des pyroxènes diopsides. Le gisement classique est à l'étang de Lherz, dans l'Ariége et la roche est un péridot lherzolite.

Ces roches ont percé le sol des Pyrénées, non par grandes masses, mais en une multitude de points ; elles apparaissent surtout vers les parties inférieures en montagnes coniques autour desquelles les terrains sont relevés; les points d'éruption semblent avoir la forme de typhons cylindroïdes plutôt que celle de filons; quelquefois il s'y est produit des insertions suivant le plan de stratification des couches redressées.

Fig. 29. — CONTACT DE L'OPHITE ET DU CALCAIRE A CAPROTINES (Hébert).

En étudiant les ophites de la vallée de la Neste, M. Hébert a dessiné (fig. 29) le massif d'ophite de Lortet, dont l'origine éruptive est démontrée par les formes de la masse soulevante et ainsi que par les stratifi-

cations courbées, soulevées et brisées du calcaire néocomien des schistes superposés.

L'origine éruptive des ophites ne se manifeste pas seuleme par ces formes adventives et violentes, elle résulte aussi des a tions métamorphiques produites à son contact. Ainsi la lherzol sort au jour près de l'étang de Lherz, au milieu des calcai du lias. Ce gîte, le plus considérable des Pyrénées, n'a pas moi de 2 kilomètres en longueur de l'est à l'ouest, sur 1 de largeu les calcaires traversés sont cristallins, pénétrés en beaucoup points d'amphiboles ou de couzeranites; quelquefois ces calcai ont pris une structure caverneuse, sont dolomitiques et rapp lent les cargneules des Alpes; il en est qui sont sillonnés veines réticulées d'oxyde de fer, et la relation de ces oxydes a l'ophite est d'autant plus évidente que cette roche elle-mèn très-chargée de protoxyde de fer, se couvre d'hydroxyde en décomposant. Enfin on trouve, vers les contacts, des magmas des brèches d'ophites et de calcaires.

Les réactions des ophites sur les schistes sont moins évident parce que, la composition normale d'un schiste n'étant pas défi on se rend moins facilement compte des altérations produit mais le plus souvent ces schistes sont ardoisés, endurcis, ma fères, injectés d'oxydes de fer.

La connexion intime des ophites avec les gypses subordon à leurs contacts est encore un témoignage des réactions métam phiques qui ont accompagné et suivi leur éruption.

Dans un mémoire spécial sur les ophites de l'Ariége, M. Ma a fait ressortir l'importance et le caractère éruptif de ces roch leur liaison constante avec les gypses, soit avec des minéra accidentels et cristallins, micas, quartz, pyrites, épidotes, et leur liaison avec des gîtes de minerai de fer, avec des galè et des pyrites, etc.

Parmi les nombreux exemples détaillés dans ce travail, cit l'ophite de Lacour, dans la vallée de Salat. L'ophite dioritiq affleure au point de jonction d'une série de formations sup

posées, comprenant des granites et gneiss, des schistes siluriens, des calschistes dévoniens, des schistes et calcaires dolomitiques du lias, des calcaires marmoréens néocomiens, et semble le point de soulèvement de ces formations disposées autour d'elle, en collines surbaissées, semi-circulaires. C'est une diorite dure, formée de labradorite gris-verdâtre, et d'amphibolite vert à éclat vitreux et gras qui est le principe dominant; ses fissures présentent des cristaux d'épidote et quelquefois de cuivre pyriteux. Les calcaires voisins sont fortement dolomitiques; au centre est une masse de gypse cristallin en bancs puissants, rouge et vert, mélangé d'argile et imprégné de pyrite de fer.

Dans la commune de Betchat existe une série de masses ophitiques sur une longueur de 2 à 3 kilomètres; autour de ce noyau de collines éruptives, le gypse est disposé suivant leurs contacts avec le terrain nummulitique, en masses irrégulières, souvent mélangées d'argiles ocreuses et pyriteuses. Des exploitations importantes sont ouvertes dans ces masses gypseuses, qui ont jusqu'à 30 et 60 mètres de puissance.

Ce qui démontre les conditions subordonnées du gypse aux ophites, mieux que les exemples analogues que l'on peut multiplier, c'est que l'ophite se trouvant dans toute la série des terrains, depuis les schistes cristallins jusqu'aux calcaires nummulitiques; le gypse suit la même loi de dispersion sporadique, et se trouve dans toutes les mêmes positions géologiques.

Aux environs de Rabat, dans l'Ariége, l'ophite est en relation avec un minerai de fer assez abondant et exploité; c'est une diorite grossière, souvent globuleuse, interstratifiée dans des schistes liasiques et contenant à sa partie supérieure des bancs de 0m,20 à 0m,30 d'épaisseur de fer oligiste rouge et de fer oxydulé; ces minerais peuvent être considérés comme en gîtes de contact. L'amphibolite de Boutadiol présente un gîte de fer oxydulé à son contact avec les gneiss amphiboliques et grenatifères. La diorite d'Alzein, sortie à travers les calcaires dévoniens, est sur un point séparé de ces calcaires par un gîte de fer oxydulé de 2 mètres d'épaisseur, surmonté d'un banc de pyrite; la mine

de fer spathique et d'hématite exploitée sous le nom d'*anci minier* se rattache également à ces ophites. Enfin, sur beaucou d'autres points les ophites sont en relation plus ou moi directe avec des oxydes de fer.

M. Massy énumère dans le seul département de l'Ariége pl de soixante et dix gîtes d'ophite, dont la réunion occupe envir 20 kilomètres carrés. Ce calcul peut donner une idée approxim tive de l'importance des surfaces ophitiques dans l'ensemble d Pyrénées.

De nombreux gisements d'ophites existent également dans région des Corbières, où ils sont dans les mêmes conditions. sont des buttes, des pitons mamelonnés, isolés ou groupé accompagnés de gypses, convertissant les calcaires compact en calcaires cristallins et dolomitiques, les roches argileuses schistes rouges ou bariolés.

M. Noguès, après une étude des ophites des Pyrénées et d Corbières, arrive à conclure que leurs éruptions embrassent u période géologique très-étendue. Ainsi, dit-il :

« Deux roches pyrogènes différentes se trouvent dans le terra houiller des Corbières, l'une qui est antérieure ou contemporai l'autre qui est postérieure. »

Les éruptions des ophites ont commencé avec le trias ou le li et ont fini avec l'éocène.

La dénomination d'*ophite* devrait, dit M. Noguès, être supp mée, ces roches étant complexes et se rapportant à des typ connus dans d'autres localités. Les assimilations suivantes so la conclusion de son travail :

	Pyrénées.	Autres localités.
DIORITES.	Pyrénées orientales, Ariége, Landes, Corbières et Pouzac.	Alpes du Dauphiné, C rèze, Lyonnais, etc
AMPHIBOLITES.	Environs du gave d'Oléron, Pyrénées centrales, Corbières, Pouzac.	Alpes, Lyonnais, Va
LHERZOLITES.	Lherz, basses Pyrénées, Anana, Landes.	Var.
EURITES.	Fitou, Treilles (Aude).	Alpes, Lyonnais.

SPILLITES.	Gléon, Villesèques, Sainte-Eugénie, Grangeneuve, Treilles, Ségure.	Alpes du Dauphiné, Var.

Les roches soulevantes des Alpes se rapportent à trois types : les serpentines, les euphotides et les amphibolites.

Ces roches sont encore moins apparentes que dans les Pyrénées; il semble que plus les masses soulevées étaient puissantes, moins les roches soulevantes ont pu arriver jusqu'au jour. C'est seulement vers le mont Genèvre qu'on en voit des masses assez considérables pour être figurées sur la carte géologique.

Là se montrent les serpentines vertes et noirâtres, fissurées et écailleuses, que l'on considère comme poussées de bas en haut à l'état solide, et douées de fluidité par la multitude de fissures qui permettaient à l'ensemble de se mouvoir comme un fluide pâteux. Vers les contacts avec les terrains brisés et soulevés, se trouvent des épaisseurs variables de magmas, désignés sous la dénomination de *gabbros*, verts ou rougeâtres, qui semblent indiquer que les serpentines étaient cependant des roches ignées puisqu'elles ont pu amener à cet état d'altération les brèches et les conglomérats de frottement.

Les serpentines des Alpes passent en beaucoup de points à des variolites et à des euphotides, roches feldspathiques et cristallines, d'autant plus remarquées qu'au milieu des masses serpentineuses peu cohérentes elles forment les seules roches dures et résistantes à l'érosion des eaux. On les trouve en abondance sous forme de blocs et de galets roulés par les eaux, dans la Durance et dans les affluents les plus élevés de son bassin de réception. Les variolites en place, entre Servières et le mont Genèvre, sont amygdalines; les nodules renfermés dans la pâte verdâtre y indiquent une tendance à cristalliser à laquelle l'excès de magnésie a mis obstacle.

Les euphotides formées par cristallisation, dès que les éléments constituants se sont trouvés dans les proportions convenables, sont sans contredit les plus belles roches cristallisées des Alpes. Leurs blocs entraînés et polis par les eaux montrent de

larges cristaux de diallage verts ou bronzés, noyés dans d
labradorites compactes, d'un blanc laiteux ou verdâtre et le p
des surfaces met en évidence tout le parti qu'on pourrait en ti
pour l'ornement.

Le gîte de Villarodin, près Modane, dans la vallée de l'A
est un exemple de l'hésitation de ces éruptions à s'élever au jo
et des actions métamorphiques considérables qu'elles ont cepe
dant exercées sur les roches soulevées. L'affleurement des euph
tides s'y manifeste par une grande abondance de blocs accumul
sans qu'on soit certain de les voir réellement en place ; on pen
que ces roches ont surgi entre les calcaires magnésiens et
schistes lustrés dont l'état métamorphique ne permettrait pas
fixer l'âge géologique, si l'on ne les voyait plus loin dans un é
moins altéré. Près des euphotides, le calcaire est à l'état
calciphyre, c'est-à-dire contient des cristaux de feldspath a
bite en très-grande quantité. Ces cristaux blancs ou grisâtres
la nature dolomitique du calcaire qui leur sert de pâte sont c
tainement l'expression de la plus grande transformation q
puissent subir des calcaires sédimentaires; on n'en retrou
d'autre exemple que vers la base du plus grand centre de soul
vement des Alpes, au pied du mont Blanc.

Les protogines du mont Blanc et les schistes superposés o
évidemment été soulevés à l'état solide, et les roches soulevante
restées dans l'intérieur du massif, peuvent être devinées plu
que vues; ainsi les schistes verticaux des aiguilles dénudé
les plus proches du sommet sont en plusieurs points à l'état
schistes amphiboliques, et le glacier des Bossons entraîne no
seulement des roches ainsi transformées, mais de véritables am
phibolites cristallines. Ces roches, situées dans la région d
protogines, seraient une anomalie bien grande, si l'on n'ét
amené à penser, d'après la constitution générale des Alpes, q
les dernières roches soulevantes sont en effet trappéennes et q
ces amphibolites en sont une variété.

De la rareté des points d'où l'on peut voir les roches tra
péennes en place, et de la difficulté d'en pouvoir définir les co

tours, lorsqu'on arrive sur un de leurs rares pointements, résulte un intérêt tout spécial en faveur de la région du mont Genèvre et du mont Viso, où ces roches constituent des masses assez importantes.

Au col du mont Genèvre, nous avons déjà mentionné les pointements de variolites et d'euphotides dont la position géologique est, par exemple, définie pour l'un d'entre eux, par la coupe perspective (fig. 30) extraite du mémoire de M. Rolland. Ces roches (E) affleurent près du village de l'hospice, au-dessous de schistes métamorphiques, eux-mêmes surmontés par les calcaires du lias (L), dont les stratifications puissantes sont relevées de chaque côté du col.

Fig. 30. — LE COL DU MONT GENÈVRE (Rolland).

La structure massive de ce typhon qui a ouvert la fracture dans laquelle passe la route du col, contraste avec les stratifications multiples des schistes et des calcaires soulevés; ses surfaces glanduleuses et sa couleur d'un vert sombre constamment avivée par le délitement et l'érosion, annoncent sa nature trappéenne.

Sur toute cette crête jusqu'au mont Viso, on voit les roches serpentineuses affleurer ainsi au pied des masses soulevées; la disposition des typhons éruptifs expliquant les mouvements qui ont dû se produire. Là tout est clairement exprimé, et le géologue en est d'autant plus impressionné, qu'il a sous les yeux, à l'horizon, ainsi que l'indique la figure 29, les masses problématiques

du Pelvoux et des Arsines, dont les conditions de soulèveme sont encore environnées de tant d'incertitudes.

Contrées volcaniques.

Les roches porphyriques, qui jouent un rôle essentiel da toutes les régions montagneuses, ne constituent pas, ainsi qu nous venons de l'expliquer, des contrées géologiques spéciales la partie principale des étendues qui leur sont attribuées, e composée de schistes de transition ou de roches secondaire soulevées et métamorphisées, les roches éruptives n'occupa que des trouées à surfaces restreintes.

Il n'en est plus de même pour les roches volcaniques ; ell couvrent d'une manière continue de vastes espaces, et par le composition minéralogique, par leurs formes insolites, donne à ces espaces des caractères tout particuliers.

Chaque pays est caractérisé par le développement complet spécial de certaines formations éruptives. Ainsi dans le mas de la Scandinavie les roches granitiques sont plus puissantes plus variées que partout ailleurs ; les roches porphyriques trappéennes ont leurs gisements classiques dans certaines co trées de la Suède, de l'Allemagne et de l'Italie ; nulle part Europe la série des roches volcaniques n'est aussi complè qu'en France. Les trachytes, les basaltes et les volcans modern couvrent des surfaces considérables sur le plateau central, et le ensemble représente une série d'éruptions, dont les masses po térieures aux dépôts tertiaires et placées dans les positio élevées, à l'abri des grands courants diluviens, ont été préservé des érosions. Il n'y manque comme complément que des volca actifs, mais plusieurs cônes à cratères, ainsi que les laves d versées à leur pied, sont dans un tel état de conservation, qu'o ne saurait trouver de spécimens plus expressifs dans les cham phlégréens ou sur les flancs de l'Etna.

Les masses volcaniques de la France centrale constituent pl sieurs contrées très-distinctes : les groupes montagneux du *Ca*

tal, des *monts Dores* et la *chaîne orientale du Velay* représentent la formation trachytique ; la *chaîne occidentale du Velay*, les *Coyrons*, la *vallée de l'Allier* et le *Cezallier* représentent la formation basaltique ; les volcans modernes, qui constituent la formation lavique, sont concentrés dans la *chaîne des Puys*.

Les masses volcaniques forment les principaux reliefs de ces diverses contrées et couvrent une grande partie de leur surface. L'intérêt qu'elles présentent résulte à la fois de leur composition et de leurs formes, qui permettent d'apprécier les circonstances de leur éruption, de suivre leur liaison géologique et la succession des phénomènes volcaniques pendant une période assez longue pour que ces phénomènes, depuis les premières masses trachytiques jusqu'aux volcans les plus récents, aient subi une transformation complète. Dans cette succession se trouvent d'ailleurs réunies toutes les conditions de gisement que peuvent présenter les roches éruptives, de telle sorte que l'étude des masses volcaniques, mieux conservées et plus dégagées que les masses porphyriques et trappéennes, peut être considérée comme s'appliquant, sous beaucoup de rapports, à l'étude des masses éruptives qui ont précédé.

Les diverses roches volcaniques ont traversé les terrains granitiques et schisteux du plateau central dont elles forment les masses culminantes ; leurs profils élancés annoncent à l'avance la nature toute spéciale de leur composition.

Lorsqu'on remonte la vallée de l'Allier, on voit ainsi apparaître, dès les environs de la Palisse, le profil bizarre et profondément découpé de montagnes exhaussées dont l'alignement semble fermer l'horizon. C'est la chaîne des Puys ou monts Dômes, dont les dentelures représentent une série de volcans. L'aspect de ces montagnes contraste avec tout ce qui les entoure ; leurs couleurs sombres et rougeâtres promettent au voyageur géologue des phénomènes nouveaux, bien différents de ceux qu'il a pu observer dans la plaine.

Au panorama des monts Dômes en face desquels on se trouve

à Clermont, succèdent les montagnes des deux groupes d
monts Dores et du Cantal, formées de roches trachytiques do
les cimes atteignent et dépassent 1 800 mètres d'altitude. C
montagnes sont groupées de manière à représenter des gi
bosités coniques qui s'élèvent graduellement des plaines en
ronnantes jusqu'aux dentelures culminantes et justifient le
dénomination spéciale de groupes distincts.

Sous le même parallèle que le Cantal, la vallée de la Haut
Loire, depuis le défilé de Chamalières jusqu'à sa source,
encaissée par deux chaînes volcaniques très-accusées. La chaî
orientale du Velay est la plus élevée; elle est formée de mas
imposantes dont la plus élevée, le Mezenc, atteint 1 774 mètr
La Loire y prend naissance au pied du Gerbier-de-Joncs; e
longe la chaîne phonolitique jusqu'à Chamalières, la rive gauc
étant encaissée par une chaîne basaltique parallèle que l'on pe
remonter jusque dans le haut Vivarais et dont les montagnes d
Coyrons paraissent une ramification.

La diversité des roches volcaniques, l'expression de leu
conditions éruptives ont inspiré le goût de l'observation; le P
en Velay et Clermont ont fourni plusieurs générations de gé
logues distingués qui ont tracé la voie des études des terrai
volcaniques; MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont ont introd
dans ces études un complément intéressant, en comparant
groupes du Cantal et des monts Dores aux groupes analogues d
existent dans les autres parties du globe.

Nous résumerons ces études auxquelles nous avons pris par
en parcourant suivant leur ordre géologique les trois périod
d'éruption; d'abord les contrées trachytiques; en second li
les contrées basaltiques, enfin les volcans modernes.

Le Cantal.

De toutes les contrées volcaniques que nous venons d'en
mérer, le Cantal est celle qui occupe la plus vaste surface; l'uni

[1] *Description des terrains volcaniques de la France centrale.*

éologique de cette surface résulte à la fois de sa forme et de sa omposition.

Le Cantal, considéré dans son ensemble, est une montagne onconique, à base circulaire dont le diamètre est d'environ 0 kilomètres, sa hauteur étant de 900 mètres, en moyenne, au-essus du plateau granitique auquel elle est superposée. Sur la arte, cette base est encore plus grande, parce qu'elle est pro-ngée par des nappes basaltiques qui l'entourent. La partie cul-inante est formée par une ligne crénelée, dont les sommités élèvent de 1 500 à 1 871 mètres.

Si, partant des nappes basaltiques qui enveloppent le Cantal couvrent sa base, par exemple du vaste plateau dit *la Planèse* *Saint-Flour*, on se dirige vers les sommités, on suivra les asaltes jusqu'à la vallée de l'Alagnon, vers Murat, où le carac-re montagneux et la composition du Cantal commencent à s'ac-ser. La ville de Murat est bâtie au pied d'un des plus beaux ykes basaltiques qu'on puisse citer, masse éruptive qui est peut-re le reste d'un des points d'émission des vastes coulées qui ouronnent les plateaux environnants (fig. 31).

Fig. 31. — LE DYKE DE BONNEVIE ET LA VILLE DE MURAT (Scrope).

La structure prismatique de ce dyke ou typhon est très-nette converge vers le sommet.

La vallée de l'Alagnon est encaissée par des conglomérats tra-hytiques formant de hauts escarpements sur lesquels on voit de

nombreuses stratifications. Ces conglomérats, à mesure que l'
remonte la vallée jusqu'à sa source de Font-Alagnon, prenne
un caractère plus brèchiforme, et parmi les fragments cons
tuants on en trouve souvent de ponceux et scorifiés qui semble
annoncer le voisinage des orifices volcaniques.

Dans le cirque de Font-Alagnon, adossé aux montagnes du
de Cabre, les sommités les plus élevées sont formées non pl
par des basaltes, mais par de véritables trachytes.

Une fois que l'on a gravi les pentes du Lioran, un spectac
inattendu se présente : on découvre un vaste cirque encaissé p
des escarpements abrupts dont les sommités s'élèvent de 15
à 1 871 mètres et qui en forment l'enceinte demi-circulaire. Da
cette enceinte prennent naissance les deux plus grandes vallé
du Cantal, celles de la Cère et de la Jordanne, séparées par l
pics élancés de Griou et Griounaux, qui occupent le centre
cirque et dont les saillies se prolongent entre les deux thalwe
par une arête longitudinale.

Les escarpements qui encaissent ce cirque de 10 kilomètres
diamètre, montrent les roches constituantes. Ce sont des alte
nances de trachytes, de tufs, de brèches et de conglomér
trachytiques. Les brèches et les tufs, souvent ponceux, sont si
lonnés d'un nombre prodigieux de filons ou dykes de trachyt
compactes ou porphyroïdes et même d'obsidienne, qui coupe
les alternances de trachytes, de tuf et de roches conglomérée
de telle sorte que, malgré la prédominance des brèches et d
conglomérats stratifiés, l'ensemble présente un caractère génér
de formation sur place.

Toute la partie centrale de cette vaste gibbosité est ainsi pro
fondément évidée par une dépression cratériforme; au centre
cette dépression surgissent des pics phonolitiques dont l'altitu
atteint presque celle des crêtes semi-circulaires, ainsi que l'in
dique la coupe transversale, figure 32.

Ces pics, composés de phonolites compactes, n'ont d'aut
rapport avec les trachytes porphyroïdes de l'enceinte que leu

ature feldspathique; leur situation centrale et leur caractère dventif conduisent à les attribuer à un phénomène spécial. 'après Élie de Beaumont et Dufrénoy, ce seraient les roches sou-vantes du cirque qui serait un cratère de soulèvement.

Fig. 32. — COUPE TRANSVERSALE DU GROUPE DU CANTAL.

Ces pics phonolitiques aux formes aiguës, chassés de bas en ut à travers les alternances de trachytes et de conglomérats, ont oilé le sol, soulevé les bords du point fracturé et refoulé les carpements cratériformes de la fracture, en laissant au milieu e dépression profonde, au centre de laquelle les roches soule-ntes sont restées isolées. Les eaux ont ensuite creusé et modelé surfaces, adouci les pentes, ouvert et taillé les thalwegs de la re et de la Jordanne, nécessaires à l'écoulement des eaux. nsi se trouvent expliqués, la structure cratériforme de ce oupe et le contraste des pentes abruptes et escarpées de l'in-rieur avec les pentes adoucies de l'extérieur.

Lorsqu'on parcourt les bords intérieurs de ce cratère, on voit e les coulées trachytiques qui alternent avec les conglomérats les tufs, ne sont pas continues et ne peuvent être attribuées à même centre. Chaque massif, assez saillant pour avoir été signé par un nom spécial, semble formé, en effet, par des érup-ons indépendantes de celles qui constituent les massifs voisins. nsi, par exemple, le Puy-Mary, élevé de 1 660 mètres, un des assifs saillants de la crête, présente des assises qui ne se rac-rdent, ni sous le rapport des stratifications, ni sous le rapport la nature des trachytes, avec celles des montagnes juxtaposées, la roche Nègre par exemple. (fig. 33 ci-après).

Les escarpements abrupts que présentent ces alternances sont rmés par les trachytes en coulées peu continues et quelquefois assifs, tandis que les pentes plus douces et généralement zonnées sont formées par les tufs et les conglomérats. La

figure 33, qui ne représente qu'une petite partie de l'intérie du cirque, en résume l'aspect et les conditions générales composition.

Fig. 33. — LA HAUTE VALLÉE DE LA JORDANNE, VUE DU PUY GRIOU.

Si l'on gravit ces montagnes, on est surpris de trouver d conglomérats stratifiés presque jusqu'aux plus grandes hauteu et l'on se sent converti aux idées de soulèvement. On les trou sur le couronnement, au Puy de Cantalon, par exemple, et jusq près du Plomb du Cantal et qui n'est autre chose qu'un dy basaltique dont la saillie détermine une surélévation à la c maximum de 1871 mètres.

Il est difficile de parcourir la crête saillante du cratère, on trouve arrêté tantôt par des dentelures trachytiques, tantôt p des fentes infranchissables qui, sur plusieurs points, mettent évidence la faible épaisseur à laquelle cette muraille semi-circ laire peut se trouver réduite. Mais ce qui frappe en suivant parties où l'on peut se maintenir, c'est le contraste des escarp ments abrupts qui encaissent la dépression centrale avec pentes adoucies qui raccordent cette crête sur le plateau gran tique, c'est la disposition rayonnante des vallées qui sillonne

ces pentes; on voit, en effet, se détacher comme autant de rayons les contre-forts à plateaux qui encaissent les vallées de Saint-Chamand, de Fontanges, de Saint-Paul de Salers, du Falgou, d'Apchon, de Dienne et d'autres encore, disposées sur les pentes extérieures à l'ouest de la Jordanne et à l'est de la Cère; ces contre-forts, partis des plus hautes sommités, vont se perdre par des pentes douces et régulières, dans les inégalités du sol primitif environnant.

Que l'on suppose le massif du Cantal environné par la mer; le plan horizontal des eaux ferait ressortir sa projection circulaire, la régularité de sa forme tronconique ainsi que sa crête circulaire, dans laquelle la mer semblerait sur le point de pénétrer, de manière à mettre en évidence l'isolement des pics phonolitiques du centre. Le Cantal apparaîtrait ainsi comme l'expression la plus saisissante du phénomène des cratères de soulèvement.

Cette lecture sur place des phénomènes de formation du Cantal est un exemple de l'intérêt que peuvent présenter les études géologiques. Un examen plus détaillé des roches et l'appréciation des faits qui ont pu former d'abord le massif qui a été soulevé sont le complément indispensable de ces études.

Les roches les plus apparentes sont les trachytes compactes ou porphyroïdes qui forment certaines cimes ou qui alternent avec les tufs et conglomérats et représentent les laves de cette période; ces laves à courtes stratifications devaient être pâteuses et les emplacements où elles se trouvent marquent à peu près les points de leur éruption; ces points étaient donc nombreux et groupés dans l'intérieur du massif actuel.

Les alternances de tufs et de conglomérats dans lesquels l'action des feux souterrains est attestée par la présence des scorifications, des cendres et des ponces, alternances tellement épaisses que le plus souvent les trachytes y semblent noyés, prouvent qu'il devait exister dans le plateau granitique une dépression dans laquelle l'action des eaux se mélangeait aux actions souterraines.

La continuité de ces actions simultanées est prouvée non-se lement par les alternances stratifiées, mais plus encore par prodigieuse quantité de filons de trachytes porphyroïdes compactes et d'obsidiennes qui coupent verticalement ces alt nances. Ces filons, composés des roches éruptives les plus varié de toute puissance, depuis plus de 10 mètres jusqu'à mo de 1 mètre, sont surtout visibles dans les escarpements des rav de la dépression centrale.

Le tunnel de 1 400 mètres de longueur qui traverse les ha teurs du Lioran pour pénétrer dans la vallée de la Cère, a percé pour donner passage à la route de Murat à Aurillac évitant ainsi la montée du Col, à une époque où l'on discu avec une sorte de passion la théorie des cratères de soulèveme ce percement a donc été l'objet d'un examen attentif de la p de M. Ruelle, ingénieur, chargé de la direction des travaux d'ailleurs peu favorable à la nouvelle théorie.

L'ancienne route du Lioran, qui reste le véritable cher du géologue, traverse le col de Font-de-Cère à une altitu de 1 296 mètres et descend dans la dépression centrale ; a des pentes de 0m,080 et se trouvait souvent encombrée les neiges. La percée du Lioran entre dans le massif à la c de 1 136 mètres, et sort dans la vallée de la Cère à co de 1 176 mètres; elle abrége la route de 2 kilomètres et réduit les pentes au maximum de 0m,038.

L'examen préalable du massif à percer annonçait, com roches dominantes, des brèches trachytiques alternant de ten en temps avec des trachytes à courtes stratifications; il ann çait également un nombre considérable de filons composés trachytes de toutes nuances, porphyroïdes et compactes, ai que quelques filons de phonolites et d'obsidiennes.

Les affleurements de ces filons avaient été constatés surt dans les ravins, quelques-uns sur des distances considérabl M. Ruelle cite un exemple près de l'orifice de la percée. « l un mur presque vertical de trachyte noirâtre, à structure pr matique, d'environ 5 mètres d'épaisseur, coupe obliquement

du Viaguin et, courant droit à l'ouest, s'enfonce et se relève usieurs fois, avant d'aller se perdre à plus de 2 kilomètres distance dans les pentes du puy Griou, au-dessus du vil-ge de Chazes. Un peu plus au nord, un autre gros filon de chyte porphyroïde, ayant la même direction et parcourant une tance égale, a été exploité pour la construction du revêtement tunnel. »

Ces gros filons, dirigés principalement de l'est à l'ouest compagnés d'un grand nombre de petites veines et filons de tes les variétés de trachytes, de phonolites et d'obsidiennes, t été croisés par un grand nombre de filons obliques ou pendiculaires, de manière à former un réseau d'éruptions éaires, dont les mailles, très-resserrées vers le centre, s'écar-t à mesure qu'on s'en éloigne.

Tel est le nombre des filons dans la partie centrale du Cantal, e dans la galerie du Lioran, sur une longueur de 1 400 mètres, a évalué leur nombre à plus de deux cents et leurs épaisseurs nies presque au tiers de l'épaisseur totale des terrains tra-sés.

Le groupe du Cantal semble ainsi résulter de l'accumulation place, d'une masse considérable de produits volcaniques sous me de coulées alternant avec des brèches et des conglomérats, e des éruptions nouvelles fracturaient et traversaient inces-nment, ce qui nous a conduit à en exprimer les conditions de ucture et de composition par la coupe précédente (fig. 32). Les chytes en filons sont d'ailleurs identiques à ceux que l'on uve sur les flancs des hautes crêtes du cirque, en coulées à rtes stratifications, alternant avec les tufs et brèches trachy-ues. Tout cet ensemble accumulé sur un point central a été ndu par un rayonnement de conglomérats qui, à mesure 'on s'éloigne du centre, prend un caractère de plus en plus clusivement sédimentaire et stratifié.

Il est probable que les basaltes ont traversé toute cette masse ant son soulèvement. Leurs éruptions n'apparaissent en effet

sur aucun point, dans la région centrale du cratère, qui eût certainement le point naturel de leur sortie, si ce cratère eût exi

A l'appui de ces conclusions nous pouvons citer la posi anormale du plomb du Cantal, au sommet d'escarpem abrupts élevés de plus de 600 mètres au-dessus du thalweg d Cère ; l'historique de toutes les éruptions volcaniques démo que, dans une pareille position, cette lave éminemment flu se serait épanchée latéralement dans la vallée, au lieu de so sur la crête du cirque pour s'étendre vers la Planèze.

A l'extérieur du cirque, on peut constater l'existence d'un c tain nombre de points d'éruptions basaltiques ; les plus rapp chés du centre sont, après les basaltes du plomb du Cantal, c de la vallée de l'Alagnon, sur le revers oriental, et ceux du Violent, près Salers, sur le revers occidental.

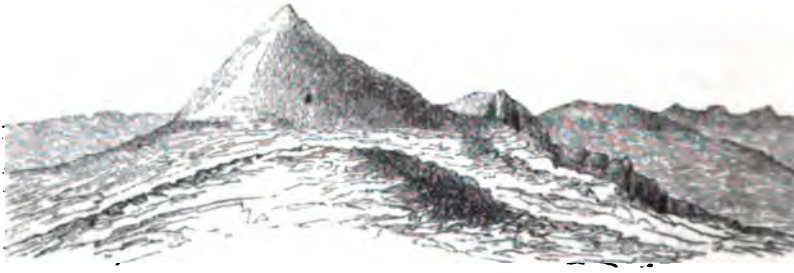


Fig. 34. — LE PUY-VIOLENT, PRES SALERS.

Le puy Violent, représenté figure 34, est une montagne coniq composée de basaltes compactes et scorifiés qui éveille l'id d'un centre volcanique.

Les basaltes, qui semblent se rattacher à ces divers poi d'éruptions, s'étendent au loin jusqu'aux dernières pentes Cantal en vastes nappes qui recouvrent les conglomérats. Rar ment on trouve des basaltes intercalés dans les conglomérat ceux de Chambeuille, dans la vallée de l'Alagnon, qui alterne avec des conglomérats, paraissent y avoir été intercalés par d éruptions latérales, postérieures à leur dépôt.

Cette nappe basaltique, étendue d'une manière générale presque régulière sur les plateaux inclinés qui forment l'exté rieur conique du Cantal, a paru fixer avant le soulèvement l'épo

ue de l'épanchement des basaltes, qui n'auraient pu s'étendre 'une manière aussi générale et aussi régulière sur les pentes ui existent aujourd'hui. Les laves qui, d'un point d'éruption, oulent sur des pentes aussi fortes, coulent nécessairement en appes étroites et longitudinales, tandis que les basaltes se sont endus en largeur autant qu'en longueur.

Le fait du soulèvement est d'ailleurs attesté par la sortie des onolites qui surgissent en pics aigus, au centre même de la pression centrale. Ces pics sont placés en tête de la crête lon-udinale qui sépare les hautes vallées de la Cère et de la Jor-nne; le plus avancé, le puy Griou, s'élève presqu'à la hauteur s dentelures de la crête.

Les formes élancées et escarpées de ces pics phonolitiques se rouvent dans toutes les autres régions volcaniques du plateau ntral; elles sont la conséquence de la nature, probablement s-pâteuse, des phonolites.

Le retour de ces roches exclusivement feldspathiques après s éruptions pyroxéniques aussi caractérisées que celles des saltes, ne concorde pas, il est vrai, avec la classification géné-e et théorique des roches volcaniques; mais la nature n'est s astreinte aux classifications absolues, et les alternances de hes éruptives de natures diverses sont des phénomènes trop quents dans les périodes géologiques antérieures, pour qu'il y lieu de s'en étonner; nous en trouverons encore d'autres emples.

Les monts Dores.

Le groupe des monts Dores constitue une contrée géologique i a les plus grandes analogies de forme et de composition avec Cantal. C'est de même une gibbosité conique, dont la base a viron 12 kilomètres de diamètre et dont la surface est évaluée 80 kilomètres carrés.

Le pic Sancy, point culminant du cône, s'élève à 1 887 mètres, t d'environ 900 mètres au-dessus du plateau granitique auquel roches volcaniques sont superposées. Ce cône est donc plus

élevé que celui du Cantal, et sa base étant d'un moindre
mètre, les pentes extérieures sont plus fortes et plus accid
tées. Le diagramme (fig. 35) représente le profil des monts Do
vu des hauteurs du Cantal.

Fig. 35. — PROFIL DES MONTS DORES, VU DU CANTAL.

Il semblerait résulter de ce profil que les monts Dores con
teraient en un groupe conique de montagnes, de construct
très-simple; mais dès que l'on y pénètre, on voit se dessi
des déchirures profondes et des masses adventives en saillies
ne concordent pas avec la forme générale et annoncent,
contraire, une structure très-complexe.

Le trait principal et le plus apparent est une vallée large
profonde qui s'ouvre immédiatement vers le nord, au-dess
du pic Sancy, par des pentes rapides et une chute de niv
de 400 à 600 mètres. Cette vallée, encaissée par les mas
les plus élevés, a pour origine un cirque dont le diamètre
d'environ 2000 mètres, à l'entrée duquel se trouvent les sour
minérales et le village des Bains.

La vallée de Bains, à la sortie du cirque, n'a plus que 800 m
tres d'ouverture; elle tourne ensuite subitement et sort du grou
par un coude à angle droit vers l'est, en donnant naissance à
Dordogne.

Pour apprécier les conditions de structure et de composition
du groupe des monts Dores, ainsi que les phénomènes qui en
déterminé la formation, il faut d'abord avoir étudié le Cantal.
deux groupes ont en effet la plus grande analogie et peuvent
considérés dans leur ensemble comme deux expressions des m
mes phénomènes; mais ces deux expressions sont très-différent
dans leurs détails.

Le massif des monts Dores est composé de trachytes com-
»actes ou porphyroïdes, en coulées généralement peu continues,
lternant, mais qui, dans quelques cas, couvrent de vastes
spaces, avec des tufs cinérites et des brèches souvent pon-
euses. Les trachytes dominent en beaucoup de points les tufs et
es brèches, qui d'ailleurs ont rarement les caractères sédimen-
aires et poudingiformes des conglomérats du Cantal, de telle
orte que dans les mont Dores, les actions directement volcani-
ues, semblent dominer d'une manière plus prononcée.

Sur les plateaux qui encaissent la vallée des Bains et les
allées divergentes, s'élèvent des masses trachytiques résultant
'éruptions sur place, telles que celles qui constituent le puy
'Angle, de la Grange, le Cliergue, le puy Gros etc.; ces masses
achytiques détruisent la régularité théorique du cratère de sou-
vement, dont le tracé général est d'ailleurs très-imparfait et
eaucoup moins accusé que celui du Cantal.

Ainsi les pentes rapides du côté du sud ne présentent que des
llons étroits et escarpés; du côté du nord le groupe ouvert
r les escarpements abrupts de la vallée des Bains, présente à
extérieur des pentes adoucies qui s'étendent au loin, mais sans
oir la régularité conique signalée dans le Cantal. La vallée de
audefour est la seule des vallées divergentes qui ait de l'im-
ortance; elle est largement ouverte, à parois escarpées et se
olonge au nord-est jusqu'au lac Chambon.

La faible inclinaison de la grande vallée des Bains, les
rmes abruptes de son encaissement, dont les parois semblent
oir été coupées à pic, puis ensuite modelés par les eaux, le
rque profond et évasé dans lequel elle prend naissance, ne
ermettent pas de mettre en doute son origine par fracture et
r soulèvement cratériforme.

En remontant cette vallée jusqu'au fond du cirque, on se trouve
rêté par les escarpements qui conduisent au pic culminant de
ncy et aux sommités dentelées qui l'accompagnent. Ces som-
ités sont formées par des dykes et des filons qui ont sillonné
coupé les alternances de tufs et de coulées trachytiques,

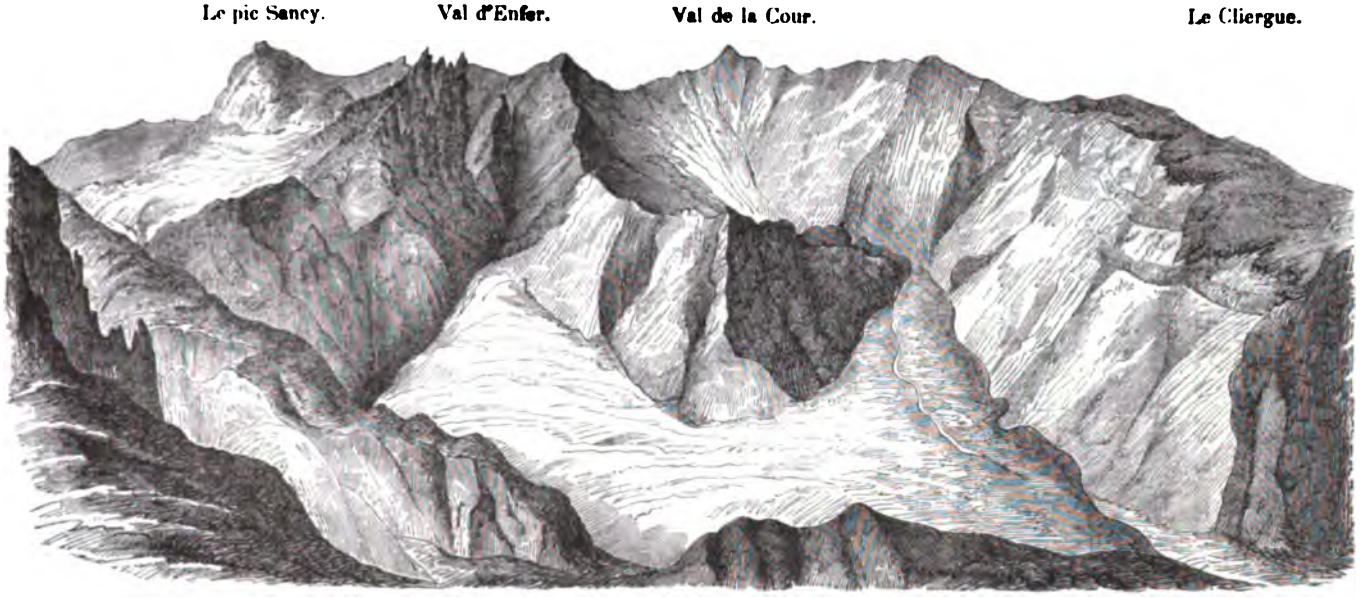


Fig. 36. — LA HAUTE VALLÉE DU MONT DORE, VUE DU ROC CUZEAU.

Les escarpements, depuis la base du pic Sancy jusqu'au promontoire de Cliergue, représentent la moitié du cirque de soulèvement. Le pic Sancy et les aiguilles du val d'Enfer sont formés par des dykes et des filons de trachytes qui traversent les alternances de trachytes, de tufs et de conglomérats constituant la masse. Le val de la Cour, fermé par un dyke puissant de trachytes, représente en quelque sorte un cirque subordonné dans le cirque principal. Au pied des grands escarpements, les pentes sont adoucies jusqu'au thalweg principal : de l'autre côté de ce thalweg, vers le roc Cuzeau, où se trouve placé l'observateur, les pentes qui encaissent l'autre moitié du cirque sont rapides et éboulées.

à tel point que les stratifications cessent d'être appréciables.

On se rendra compte de la structure accidentée des masses qui ferment la vallée des Bains, en s'élevant sur le roc Cuzeau, de manière à embrasser du regard le pic Sancy, point culminant dont l'altitude est de 1 887 mètres, les arêtes du val d'Enfer et du val de la Cour et le promontoire de Cliergue (fig. 36).

Le pic Sancy est lui-même un dyke de trachyte porphyroïde à cristaux de feldspath blanc fritté, disséminés dans une pâte violacée. Ce dyke forme toute la masse conique.

Les dentelures dites *les pointes des Aiguillers*, qui dominent le val d'Enfer, sont formées par de nombreux filons de trachytes grisâtres ou noirâtres, compactes ou porphyroïdes, qui ont en quelque sorte haché tout le versant.

Le val de la Cour, juxtaposé au val d'Enfer, à pentes plus adoucies, est composé d'alternances de tufs et de brèches ponceuses ou scoriacées ; l'entrée en est barrée par un puissant filon de trachyte amphibolique en saillie de près de 100 mètres, présentant un bel exemple de structure prismatique.

Le caractère éruptif de toute cette région semble suffisant pour en expliquer les formes ; mais lorsque du pic de Sancy, magnifique observatoire qui permet d'embrasser l'ensemble du groupe, on voit ces grandes vallées presque sèches, taillées dans les masses stratifiées, on se rapproche de la pensée que les soulèvements ont pu seuls fracturer cette épaisse accumulation de tufs et d'éruptions trachytiques ; les escarpements rapides et stratifiés du puy Gerrand, au pied desquels la vallée de Chaudefour prend naissance, ne peuvent avoir d'autre origine, aussi bien que ceux qui ont coupé les escarpements du roc Cuzeau et de Cliergue, qui semblent fermer le cirque de la vallée des Bains.

Un soulèvement spécial et tout à fait indépendant de celui de la masse des monts Dores, complique la structure du groupe en le prolongeant vers le nord : c'est celui dont le centre est marqué par les trois pics phonolitiques de la roche Tuilière, de la roche Canadoire et de la Malviale. Ces trois pics, isolés et groupés les uns

près des autres, surgissent au milieu de tufs ponceux, au pie d'un escarpement semi-circulaire, qui présente les tranches re levées d'alternances de conglomérats trachytiques. Ce sont le conglomérats stratifiés des dernières pentes des monts Dore soulevés en sens inverse des pentes normales de l'ensemble.

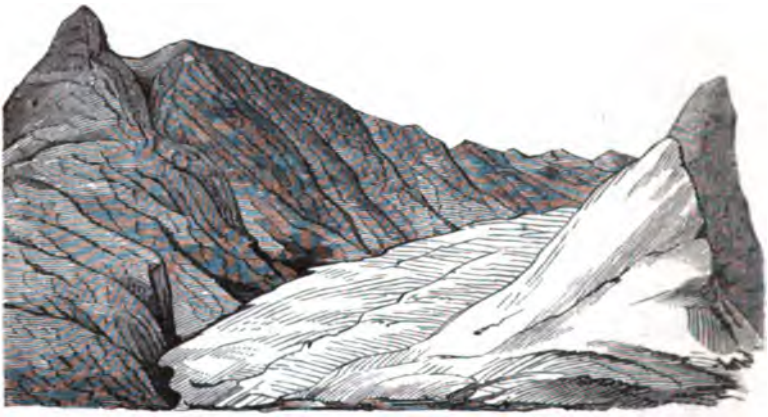


Fig. 37. — LA ROCHE TUILIÈRE.

La position de la roche Tuilière, au pied des escarpements cu vilignes qui la contournent (fig. 37), semble attribuer à la sort des phonolites le soulèvement de ces roches stratifiées dont le tranches sont en effet relevées autour d'elle; les trois pi phonolitiques sont là, comme ceux du Cantal, au pied de escarpements intérieurs d'un cirque.

Le soulèvement du plateau supporté par ces escarpements a e pour effet de déterminer un exhaussement prolongé jusqu'au pu Gros, exhaussement qui barre la direction normale du thalwe de la Dordogne et l'oblige à tourner subitement vers l'ouest. Le pentes ainsi contrariées ont plié le plateau et déterminé à l surface une dépression indiquée par le lac de Guéry.

Cette complication des formes résultant des soulèvements o des éruptions, les incertitudes qui subsistent encore et une grand variété de roches, donnent aux monts Dores un intérêt nouvea et supérieur à celui que présentent les éléments trop simples d Cantal. La collection minéralogique des roches trachytiques est d'ailleurs plus variée et plus complète; jointe à l'étude de

ux, elle permet de distinguer les trachytes les plus modernes s plus anciens.

Les trachytes les plus anciens sont les trachytes porphyroïdes, clusivement feldspathiques, à pâte grise ou jaunâtre, avec staux fendillés de ryacolite; ils sont accompagnés de cendres ses et de tufs ponceux, tels que ceux que mettent en évi- nce les escarpements de la grande cascade. Ces trachytes alter- nt avec des trachytes compactes, gris, violacés ou noirâtres, rphyroïdes à petits cristaux, et avec leurs brèches plus ou oins cendreuses ou scoriacées. Les variétés les plus foncées et plus dures que l'on rencontre surtout en dykes et filons ont e tendance à affecter la structure prismatique.

Les trachytes les plus modernes appartiennent aux variétés mpactes; ils sont souvent amphiboliques et accidentellement ntiennent des indices de péridot, marquant ainsi un passage s les basaltes. On les trouve sur les plateaux supérieurs, sous me de petits courants de laves, qui semblent représenter les rniers épanchements trachytiques. De Cliergue au puy de Grange, on voit plusieurs de ces coulées, et derrière le roc zeau il s'en trouve une très-bien conservée dont la disposi- n indique les ondulations du mouvement de coulée.

Les basaltes, d'ailleurs peu étendus dans les monts Dores, stent principalement sous forme de dykes et de masses spo- liques. Ils sont compactes, noirs, pyroxéniques et péridoti- es. Quelques variétés porphyroïdes, à cristaux de pyroxène ns une pâte rougeâtre, comme ceux de la banne d'Ordenche, nt spéciales à la localité et recherchées des collectionneurs roches ; les basaltes proprement dits sont surtout développés est du groupe et se relient à ceux de la Limagne.

Les phonolites des trois pics de la Tuilière, etc., paraissent, nme dans le Cantal, les dernières roches éruptives et soule- ntes. On y trouve les phonolites compactes, massifs, tabulaires plaques sonores et même des variétés schisteuses qui servent pierres tégulaires; il en existe une exploitation à la roche ilière.

Le puy de Dôme.

Si l'on joint le centre du groupe du Cantal à celui des mo
Dores, la ligne prolongée rencontre le *puy de Dôme*, monta
trachytique qui atteint l'altitude de 1 468 mètres, et dom
toute la contrée environnante. On est ainsi conduit à penser
ces trois éruptions trachytiques : le Cantal, les monts Dore
le puy de Dôme, ont suivi une même fissure ouverte sur le p
teau granitique et appartiennent à peu près à la même époq

Le puy de Dôme est entièrement composé d'un trachyte gre
un peu terreux, désigné sous la dénomination de *domite*. C
une masse arrondie, qui domine de 600 mètres le sol graniti
auquel elle est superposée. Suivant toute probabilité, elle
entièrement éruptive et doit avoir été accumulée au-dessus
son orifice d'éruption.

Au pied du puy de Dôme et parmi les cônes volcaniques
la chaîne des Puys se trouvent trois autres petits montic
de domite, réductions du même phénomène sur une pe
échelle. Une de ces montagnes, le Sarcouy, a été traver
par une galerie afin d'en exploiter la masse comme pierre
construction; cette masse a été trouvée homogène, sans vi
intérieurs, les fissures y étant disposées par zones concentriq
parallèles à la surface extérieure, disposition conforme à l'hy
thèse précitée sur leur mode de formation.

Ce mode de gisement du trachyte en dômes isolés, par ér
tion et accumulation sur place, est l'explication de nombre
pics ou dômes trachytiques qui existent dans les monts Dore
le Cantal, où ils se trouvent confondus avec des masses dispos
en coulées en alternance avec des tufs et des conglomérats. Il
probable que les masses isolées de phonolites ont une orig
analogue.

Les éruptions de trachytes domitiques ont dû précéder
éruptions basaltiques, dont elles sont d'ailleurs assez éloigné
celles-ci ayant eu lieu principalement au bas du plateau g

tique vers la plaine de Clermont. Là se trouvent en effet beau-
up de basaltes en coulées qui couvrent les plateaux des côtes
Clermont, soit en dykes aigus tel que le pic de Montrognon.
s coulées, ces dykes, situés dans la région inférieure, ont été
chaussés et démantelés par les courants diluviens, tandis que
monts Dômes restaient intacts sur le plateau.

Le puy de Dôme se trouve au centre de la chaîne des Puys,
aîne formée par environ cinquante cônes volcaniques avec ou
s cratères, dont une partie a déversé des laves. Ces cônes
t des volcans modernes, postérieurs aux basaltes et dont
ruption a suivi les fissures déterminées par les éruptions
mitiques. Les volcans modernes de la chaîne des Puys repré-
tent le dernier épisode de la série des phénomènes volca-
ques sur le plateau central; pour suivre la série géologique
ces phénomènes, nous examinerons, avant de les décrire,
trachytes phonolites, puis les basaltes qui ont sillonné la
tie sud-est du plateau central, dans le Velay et le Vivarais.

Chaîne orientale du Velay.

La chaîne qui encaisse la Loire, depuis le défilé de Chama-
es, au-dessus de Monistrol, jusqu'à sa source, et domine
vallée du Puy en Velay du côté de l'est, sur une longueur
50 kilomètres, est couverte de plateaux et de montagnes volca-
ques. C'est une série de pics et de masses trachytiques et pho-
litiques. Dans la partie centrale, celle du Megal, cette chaîne
ne largeur de 12 kilomètres; elle se termine au sud par le
zenc, point culminant qui atteint une altitude de 1 774 mètres
par le Gerbier-de-Joncs, élevé de 1 460 mètres, au pied du-
el sort la source de la Loire.

Les pics phonolitiques placés sur une crête granitique sur-
vée au-dessus des courants diluviens, n'ayant à subir que les
sions résultant de leurs propres surfaces et étant d'ailleurs
nposés de roches dures et résistantes, doivent, comme le puy
Dôme, le Sarcouy, etc., dans la chaîne des monts Dômes, avoir

conservé les formes de leur éruption. Ces formes sont, en gé ral, très-aiguës, analogues à celles des masses phonolitiq déjà citées, dans le Cantal et les monts Dores.

La chaîne du Velay comprend quelques masses de trachy porphyroïdes à pâte compacte, dont la texture démontre liaison à la fois minéralogique et géologique qui existe entre trachytes et les phonolites, mais cette liaison fait en mê temps ressortir les grandes différences du mode d'éruption. n'existe autour des phonolites ni scories, ni tufs, ni conglom rats; ces masses sont là au-dessus de leurs orifices d'éruptio chacune d'elles, comme le puy de Dôme, résultant d'un phén mène d'éruption unique.

Autour des pics et des massifs de trachytes et de phonolites plus escarpés, on voit souvent des entassements de blocs c couvrent des surfaces considérables. Ces blocs provienn d'écroulements partiels, on reconnaît les versants escarpés dénudés d'où ils se sont détachés; ils indiquent que les form si aiguës des masses phonolitiques ont été pour quelques-u encore plus aiguës, à tel point qu'elles n'ont pu se soutenir.

Pierre de Bar. Megal. Montus

Fig. 38. — PROFIL DES MONTAGNES SUD-OUEST DU MEGAL.

La figure 38 représente quelques montagnes phonolitiques groupe du Megal, remarquables par leurs formes escarpé par l'absence de toute brèche ou conglomérat, ce qui les d tingue des trachytes; par l'absence de toutes matières scoriac ou déjections volcaniques, ce qui les distingue des basalt

Ces montagnes s'élèvent à des altitudes de 1 200 à 1 700 mètr soit de 500 à 700 mètres au-dessus de la crête granitique.

lezenc qui termine la série vers le sud, atteint 1 774 mètres.

Les pics, dômes, crêtes, ou montagnes à plateau de la chaîne u Velay, sont composés chacun d'une variété de phonolite ou de achyte distincte par quelques caractères spéciaux; ce qui donne n intérêt tout particulier à l'examen de chacun d'eux.

A Pradelles et Araules se trouvent les trachytes les mieux ractérisés de la chaîne; ils sont porphyroïdes, à pâte d'un gris euâtre et très-compactes. A Montusclat, un trachyte analogue t très-chargé d'amphibole. Ces diverses variétés n'ont pas le caactère terreux des trachytes ordinaires; ils constituent des roches enses et dures que l'on exploite comme pierre d'appareil, et ont on fait grand usage au Puy.

Les phonolites, toujours très-compactes, à cassure céroïde, sont n général divisés par des fissures parallèles qui déterminent des ructures en tables sonores qui leur ont fait donner leur nom. uelques variétés sont schistoïdes et employées comme dalles, même quelquefois comme pierre tégulaire; ils fournissent ne couverture lourde qui convient aux constructions de ces conées élevées et exposées aux vents les plus violents. Lorsque les asses phonolitiques affectent la structure prismatique, on reconnît que les fissures qui les rendent platteuses sont en général erpendiculaires à l'axe des prismes.

Les couleurs des phonolites varient du noir au gris-verdâtre, au ond pétrosiliceux. Souvent les surfaces extérieures des blocs spersés se décomposent et sont couvertes d'une pellicule blancunâtre de kaolin impur.

La chaîne du Valay commence au-dessus du défilé granitique e Chamalières, dominé par de grosses masses phonolitiques de Madeleine, Miaune et Gerbizon; elle atteint sa plus grande rgeur vers le groupe du Megal et se continue en s'élevant rogressivement jusqu'aux masses culminantes de l'Ambre, du ezenc et du Gerbier-de-Joncs.

Dans cette partie culminante, le terrain basaltique a pris un ès-grand développement; mais il se trouve tellement entrelacé ec les phonolites, qu'il est difficile de constater la succession

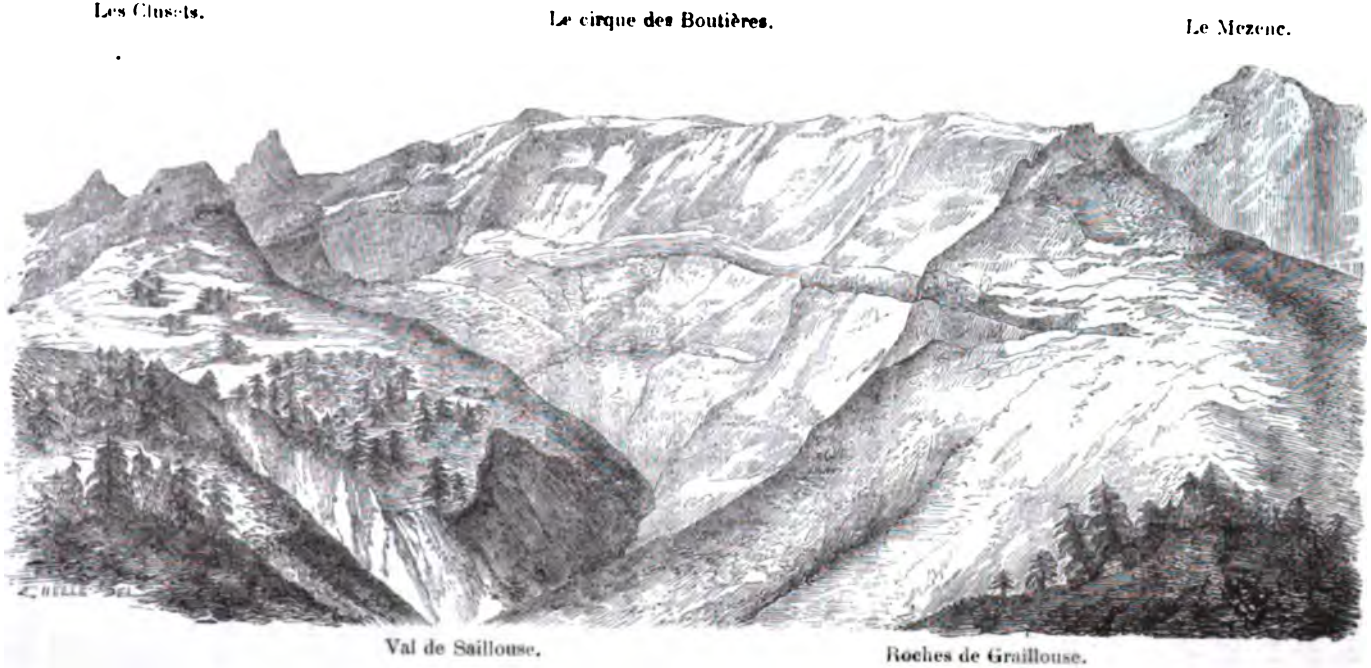


Fig. 39. — VUE GÉNÉRALE DU CIRQUE DES BOUTIÈRES ET DU MEZENC.

Les escarpements sont formés d'alternances basaltiques, scoriacées, superposées, ainsi que l'indiquent des bourrelets en saillie. Les pics phonolitiques des Clusets, du Mezenc et de Graillouse semblent émerger de ces alternances, qui enveloppent leur base. Des Clusets au Mezenc, le dessin représente environ la moitié du cirque des Boutières, l'autre moitié étant comprise entre le Mezenc et le pic de Graillouse. Une trouée basaltique monte à la base

éologique des roches. Là cependant, comme dans les autres rties de la chaîne du Velay, toutes les fois que les basaltes se pprochent des phonolites, l'antériorité de ces dernières roches trouve démontrée; il faudrait des preuves bien directes pour re admettre que certaines masses phonolitiques puissent être, r exception, postérieures aux basaltes.

Le vaste cirque des Boutières, sur la crête duquel se trouve le zenc avec d'autres pics phonolitiques, nous paraît au conire mettre en évidence la postériorité des basaltes. Ce cirque représenté figure 39.

Les pics phonolitiques disposés sur la crête semi-circulaire ont soulevés par les basaltes, le cirque des Boutières pouvant être nsidéré comme un cratère de soulèvement ouvert dans les phoites; les basaltes ont été les roches soulevantes.

Les déjections et les laves basaltiques qui sont au pied des onolites ne forment qu'un revêtement superficiel. Vers le centre cirque des Boutières, dans le thalweg de la Saillouse, qui y nd sa source, on trouve des débris des éruptions basaltiques ont surgi de ce fond et dont les roches scoriacées ont disu, entraînées par les eaux torrentielles. Sur les hauts plateaux, voit également les basaltes sortir en plusieurs points, à tras la base des masses phonolitiques et s'épancher à leur pied nappes étendues; certaines coulées contiennent des fragments phonolites empâtés dans leur masse.

Les basaltes paraissent ainsi avoir joué, dans le soulèvent des Boutières, le rôle des phonolites dans le Cantal. Les ails du phénomène ont été différents, parce que les basaltes ient des laves fluides et pénétrantes, mais le résultat est le me : c'est le soulèvement cratériforme d'un cirque de plus 2 kilomètres de diamètre, servant de point de départ à une ée étroite.

Le magnifique amphithéâtre des Boutières est l'expression la s vigoureuse et la plus pittoresque du phénomène des souements cratériformes. Les courses sont pénibles dans cette

chaîne orientale du Velay, entre les masses phonolitiques do ils semblent avoir baigné les bases. Nous les examinerons av plus de détail dans les contrées où ils ont fait éruption au mili des roches granitiques ou sédimentaires.

Lorsqu'en abordant les contrées volcaniques, on aperçoit po la première fois les basaltes couronnant les plateaux tertiaire des vallées de la Loire ou de l'Allier, ou les plateaux grani ques qui les encaissent, on est frappé du contraste que prése tent ces roches noires, à structure massive ou prismatiqu accompagnées de scories et de pouzzolanes rouges, avec cell qui leur servent de support; la pensée de roche volcaniq vient aussitôt au géologue, et son premier mouvement d'en chercher le point de départ. S'il le trouve, il étudie l circonstances de l'éruption, et cette étude, jointe à celle d diverses roches sorties des profondeurs du sol, à celle des alt rations que leur contact a pu déterminer dans les roches préexi tantes, est pour lui d'un intérêt qui compense largement le tem et les fatigues qu'elle a pu exiger.

Le basalte ne se présente pas seulement en nappes ou coulée on le voit en filons verticaux, obliques ou interstratifiés, et su tout sous forme de trouées cylindroïdes, en dykes dont les poi tements massifs ou aigus ont une étrangeté pittoresque. No avons cité le dyke conique de Bonnevie, au-dessus de Mura comme type du genre, sous le double rapport des dimension de la nature et de la structure prismatique du basalte. La v de ce dyke, entouré des coulées qui couronnent les plateau résume les formes caractéristiques des basaltes.

Dans les contrées où les basaltes sont très-développés, l coulées sont en général accompagnées de déjections, pouzzolan et scories, alternant avec elles, disposées en montagnes co niques qui marquent les points d'éruption. Il est donc pro bable que la plus grande partie des éruptions basaltiques a e lieu dans des conditions analogues à celles des volcans actuels mais la plupart de ces volcans étant antérieurs à une partie de l

riode diluvienne, de grandes altérations se sont produites, les
nes à cratères formés de déjections incohérentes ont été em-
rtés et détruits, les nappes ont été découpées en plateaux
lés, il ne reste plus que des coteaux couronnés soit par une
llée basaltique, soit par plusieurs nappes superposées et sépa-
s par des lits de scories ou pouzzolanes rouges et noires.

Telles sont les formes des basaltes les plus anciens qui cou-
nent les monts Coyrons ou qui, dans la chaîne orientale du
ay, sont mêlés aux montagnes phonolitiques et les séparent
unes des autres.

Les basaltes considérés comme d'un âge intermédiaire sont
eux conservés, surtout lorsqu'ils se trouvent en haut pays, sur
plateaux assez élevés pour avoir échappé aux courants d'eau
plus destructeurs. On voit alors les montagnes coniques for-
es par les déjections, avec ou sans cratères, et l'on peut suivre
s beaucoup de cas la marche des coulées qui en sont sorties.

On remarque dans presque toutes les contrées basaltiques
lques cratères de grandes dimensions, ouverts au niveau du
, ou du moins très-peu exhaussés et sans déjections scoria-
s. Ces cratères, généralement transformés en lacs, sont quel-
fois profonds et à bords escarpés; il semble que la colonne
lave qui s'y est frayé un passage est ensuite retombée, après
uption, dans les profondeurs du sol.

Ces perforations circulaires, non exhaussées par les déjections,
t représentées par quelques volcans actuels, notamment par
x des îles Havaï. Les cratères lacs de Saint-Front et d'Is-
lès, dans la chaîne orientale du Velay ; celui du Bouchet près
Cayres, dans la chaîne occidentale; le lac Pavin dans les monts
res, sont des exemples des bouches volcaniques qui se rap-
rtent à ce type.

Les basaltes modernes sont identiques par leurs formes aux
cans actuels; ce sont des cônes à cratères d'où l'on voit en
elque sorte sortir les courants de laves qui descendent dans les
gions inférieures. Les volcans du bas Vivarais et quelques-uns
ués en Auvergne sont dans un état de conservation frappant.

La nature des roches fournit des indications utiles à leur cla sification géologique. Les basaltes anciens sont le plus souve gris-jaunâtres, un peu grenus et terreux, avec tendance à déco position; leur structure est massive, globuleuse et fragmenta plutôt que prismatique. Les basaltes modernes sont, au contrai des roches plus franchement dures, à cassures nettes, presq conchoïdales comme celles des roches très-homogènes, a plus de tendance à la structure prismatique; ils sont aussi p abondants en péridot granulaire ou cristallin, disséminé dans pâte; enfin on y voit rarement des traces de décomposition.

Du reste, pour ces classifications, il existe dans chaque local des éléments spéciaux qui résultent, par exemple, des positio relatives, des altérations déterminées dans la composition norm des roches ou des érosions produites par les eaux.

Le contre-fort des *Coyrons* se détache du groupe du Mezenc de l'Escrinet et s'étend jusqu'aux basaltes qui bordent le Rhô à Rochemaure, vis-à-vis Montélimart. C'est un ensemble conti de plateaux basaltiques, disposés en une zone culminante d la largeur atteint 15 kilomètres à la hauteur de Saint-Jean et Mirabel.

Les basaltes des Coyrons ont, comme ceux de la chaîne ori tale du Velay et notamment des Boutières, les caractères les p anciens. Ils sont peu péridotiques et contiennent de préfére des cristaux de pyroxène. Les scories et les pouzzolanes qui accompagnent, sont souvent argileuses et décomposées, et l'o de la peine à y reconnaître les traces des bouches volcaniq dont ces vastes coulées doivent être sorties. Cependant il ex à Freycinet une accumulation de scories et de pouzzola noires très-pyroxéniques et les restes d'un vaste cratère à niv du sol qui a dû être un des principaux points de départ coulées.

La chaîne des Coyrons, malgré sa monotonie, présente quelq points intéressants. Les balmes de Montbrul, un des plus reco mandés aux touristes, consistent en une masse très-élevée

asaltes scoriacés dans lesquels on trouve tous les caractères e structure qui annoncent une bouche volcanique, sans que ependant il subsiste aucune indication des formes d'un cratère; ais les scories tordues et cordées, les basaltes en larmes et ombes avec noyaux de granite ou de péridot indiquent un point éruption. Les habitants ont autrefois creusé, dans les parois es escarpements scoriacés, des grottes qui ajoutent à l'aspect range de la localité.

La colonnade basaltique de Chenavari exploitée pour le pavé e Montélimart, les trois dykes alignés qui bordent le Rhône près e Rochemaure, les dykes et filons sur lesquels sont les ruines du eux château et qui en avaient fourni les matériaux, sont égale-ent visités par les touristes et doivent l'être par le géologue, i y trouvera des basaltes assez variés et des formes intéres-ntes. Mais la course qu'il doit faire avant tout est de remonter zone des plateaux, depuis Chenavari jusque vers la base du ezenc, en suivant les coulées et constatant leur liaison minéralo-que et géologique avec les basaltes du cirque des Boutières.

M. Ébray a constaté dans les Coyrons l'existence de nombreux kes en filons, points d'éruption se raccordant avec la fracture i a donné lieu à la grande nappe linéaire. Le calvaire de ivas est formé par le pointement d'un dyke qui traverse les rmations du lias et la grande oolithe superposée; à Serrenière, côté de Saint-Pons, un filon puissant, parallèle à l'axe des yrons, traverse le terrain jurassique superposé. M. Ébray a eaucoup insisté sur ce que les terrains traversés n'ont point é dérangés de leurs inclinaisons préexistantes; il signale no-mment les étages liasiques et jurassiques de Privas et le ocomien de Villeneuve-de-Berg, traversés par des dykes ba-ltiques sans que leurs stratifications aient éprouvé aucune rturbation.

La *chaîne occidentale du Velay,* depuis Pradelles jusque vers aint-Jean de Nay, c'est-à-dire sur une longueur de 30 kilomè-es, est une contrée basaltique bien caractérisée. Le sol est partout

couvert d'une épaisseur considérable de basaltes alternant avec des déjections scoriacés; des montagnes tantôt arrondies, tantôt en pics aigus, ont été formées par des dykes et des éruptions accumulées. Sur plusieurs points, des cônes scoriacés ou des cratères peu élevés au-dessus du sol indiquent les points de départ des courants de laves. Tel est le lac du Bouchet, environné de basaltes bulleux comme les laves modernes, ces bulles allongées dans le même sens, indiquant la marche du courant.

Les profils peu accusés de cette chaîne basaltique qui encaisse la rive gauche de la Loire, les formes molles et arrondies des montagnes qui la composent, contrastent avec les profils dentelés et les pics isolés et élancés de la chaîne phonolitique qui lui fait face et encaisse la rive droite. Ce contraste intéressant démontre les grandes différences que peuvent imprimer à deux chaînes volcaniques la nature plus ou moins fluide des laves émises et le mode d'émission.

Ce mode d'émission des basaltes présente lui-même des variations qui permettent de les classer par ordre chronologique et de distinguer les basaltes anciens des basaltes modernes.

Les basaltes les plus anciens couvrent des plateaux élevés : ce sont les restes de courants démantelés; ils forment aussi des masses coniques accumulées au-dessus de leur point d'éruption. Cette origine, démontrée pour les trachytes, est indiquée pour les basaltes par la structure prismatique, qui semble coordonnée à l'axe de la masse. Tel est le cône basaltique du Château, au-dessus de Servissas, accompagné de deux autres moins importants, tous trois étant évidemment placés sur une même ligne de fracture et représentant une même éruption, ainsi que l'indique la figure 40.

Sur la chaîne occidentale, les laves basaltiques, par la hauteur où elles sont placées, ont échappé aux érosions et aux principaux agents de destruction; elles sont en nappes continues au pied de montagnes coniques composées de scories et pouzzolanes qui sont évidemment les restes des cônes d'éruption. Le Devez, sommet principal de cette chaîne, s'élève à 1 447 mètres, il est

composé de scories; le cratère du Bouchet est à 1 200 mètres d'altitude. Le pey Veuy, autre montagne de scories de 1 165 mètres, semble présenter quelques traces de cratère oblitéré. La petite ville de Pradelles, construite sur le gneiss et dominée par les basaltes, se trouve à 1 130 mètres d'altitude.

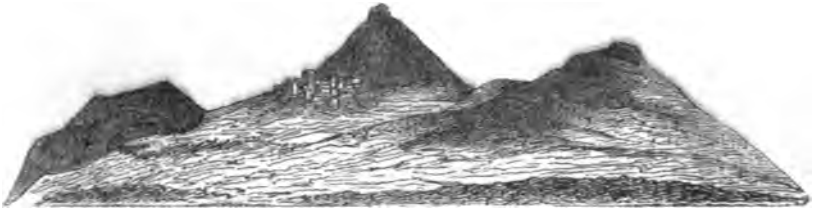


Fig. 40. — LES TROIS DYKES DE SERVISSAS.

Cette chaîne, presque inhabitée, présente peu de parties cultivées; on peut y suivre les basaltes anciens et constater qu'ils ont dû faire éruption à peu près comme nos volcans modernes; si nous les voyons dans les vallées, réduits à des plateaux et des pics isolés, cela tient aux érosions qui en ont détruit les parties principales, notamment les cônes de déjection.

C'est dans la vallée même de la Loire que l'on peut apprécier la longue durée de la période basaltique, car on y trouve à la fois les basaltes les plus démantelés et les volcans basaltiques les plus modernes et les mieux conservés.

Le volcan de Bar, près Allègre, est une montagne conique composée de scories et de pouzzolanes rouges et noires, avec bombes basaltiques, pyroxène et péridot; il s'élève de 200 mètres au-dessus des basaltes qui sont à son pied. Au sommet un cratère présente des contours si bien conservés, qu'on serait tenté d'attribuer à ce volcan un âge très-moderne. Son altitude de 1 163 mètres l'a préservé de toute destruction.

Le volcan de Denise domine la ville du Puy d'environ 256 mètres, son altitude absolue étant de 881 mètres. Par sa position au milieu de la vallée tertiaire, ce volcan a été beaucoup plus exposé aux actions érosives et ne présente plus que les traces en forme de sillon d'un cratère oblitéré. De ce cratère semble sortir

encore une coulée du basalte le plus compacte qui descend pa
cascades rapides jusqu'au fond du vallon (fig. 41).

Fig. 41. — LE VOLCAN DE DENISE, AU PUY.

Cette montagne de Denise est composée de masses incohérente

Fig. 42. — LES ORGUES D'ESPALY.

de scories rouges ou noires, de fragments bulleux et cellulaire
de bombes et de larmes volcaniques de toutes dimensions,

aves tordues et scoriacées qui portent l'empreinte de l'action les feux souterrains. Toutes ces matières, rejetées par le cra-ère, ont dû traverser les dépôts tertiaires ; elles ont amené avec lles nombre de fragments de granites à demi fondus, et l'un des asse-temps des promeneurs est de briser les larmes et les bom-es volcaniques au centre desquelles on trouve fréquemment des orceaux de granites vitrifiés et scorifiés.

L'histoire de l'éruption se trouve ici tracée dans tous ses dé-ils; il semble que les érosions l'aient rendue encore plus évidente ouvrant les entrailles de la terre et déchaussant la coulée.

En suivant la lave jusqu'au bas de sa descente, on arrive vant la plus belle expression qui existe en France de la ructure prismatique colomnaire. C'est un escarpement exploité mme carrière, colonnade basaltique dite les *Orgues d'Espaly* g. 42).

Nulle part les prismes de basalte ne se présentent avec plus hauteur et plus de perfection ; on en urra juger par le détail de quelques ismes exploités (fig. 43), reproduit d'a-ès une photographie.

Fig. 43. — PRISMES BASALTIQUES D'ESPALY.

Les volcans basaltiques modernes sem-ent se rapprocher de l'axe de la vallée Puy.

En remontant la Loire, on côtoie d'a-rd un volcan de grandes dimensions dit *Suc de Breysse*, puis le volcan de uzon, cône de scories qui touche le outord et représente un volcan pro-blement moderne placé trop près du lweg pour n'avoir pas éprouvé des éro-ns importantes. Montant au delà du outord, on atteint le sommet de la crête de partage des eaux la Loire et de l'Ardèche, crête granitique sur laquelle se uve le volcan du Pal.

Le volcan du Pal a déversé sa lave dans la vallée de Montpez
En suivant la route du Puy à Privas, on y arrive par un défilé étro
qui conduit dans un cirque granitique complet, au centre duq
sont trois petits cônes de scories; c'est un véritable cratère de s
lèvement, ouvert dans les granites par les efforts de la lave bas
tique agissant au centre; cette lave s'est épanchée latéralem
et descend sur les pentes de la côte de Montpezat. En roul
sur les granites escarpés du ravin, le basalte en a envelop
et fondu des fragments et des blocs; on peut suivre sur s
parcours les effets très-apparents produits par sa descente et
sa haute température. Sur plusieurs points, le basalte, subitem
refroidi par suite de son mouvement rapide, a pris une text
qui indique un passage aux roches vitreuses, caractère rare d
les laves de cette nature.

L'éruption latérale des basaltes du Pal, dans le bas Vivara
est une sorte d'introduction aux volcans basaltiques modern
qui, dès le siècle dernier, ont été signalés et décrits par Fau
de Saint-Fond.

Le premier qui se présente est la gravenne de Montpezat. C'
une accumulation de scories et de pouzzolanes, dont les form
oblitérées et les coulées prismatiques sont analogues aux volca
déjà cités dans le Velay, Denise, Breysse ou Bauzon.

Deux volcans basaltiques ont fait la célébrité du bas Vivarai
la coupe d'Aiza, près Antraigues, et la coupe de Jaujac. Ces de
volcans doivent leur dénomination de *coupe* à leurs cratères pa
faitement conservés.

La figure 44 indique, d'après le dessin de M. Poulet-Scrope,
forme du cône d'Aiza, au sommet duquel se trouve en effet
coupe ou cratère.

Ce volcan d'Aiza est situé dans une vallée granitique ass
étroite que l'on remonte pendant longtemps sans voir ni le cô
ni sa coulée, lorsqu'après un détour on se trouve subitement e
présence de ces roches volcaniques qui contrastent de la ma
nière la plus étrange avec les granites qui les entourent.

Le cône est composé de scories et de pouzzolanes rouges, incessamment dénudées et ravinées par les eaux pluviales; au pied se trouve la coulée de basalte prismatique, dont les parois ont été coupées verticalement par le torrent qu'elle avait déplacé et qui s'est creusé un nouveau thalweg entre le basalte et le granite.

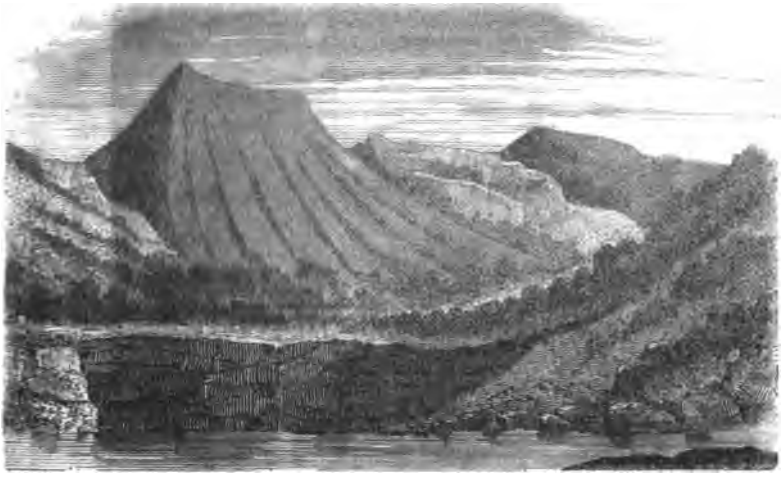


Fig. 44. — LA COUPE D'AIZA (Scrope).

Au sommet de ce cône on voit le cratère dont un bord a été emporté par la lave descendue dans la vallée.

La coupe de Jaujac, près Thueytz, présente des dispositions identiques, ainsi que l'indique la figure 45 ci-après, dessinée d'après les vues panoramiques de M. Scrope. Le cône à cratère ouvert dans la vallée granitique y a déversé une lave qui en a occupé le thalweg. Les eaux ont creusé entre le granite et le basalte un lit nouveau qui a entaillé toute l'épaisseur de la coulée et mis à découvert en beaucoup de points le contact du basalte avec les cailloux et les graviers de l'ancien thalweg.

Lorsque les eaux torrentielles ont ainsi creusé leur lit jusqu'à la base des coulées, elles détruisent assez facilement les basaltes par l'érosion de leur support. Les prismes, sapés par la base, ensuite s'écroulent, se brisent, et sont livrés aux actions érosives et continues des cours d'eau.

Fig. 15. — LE VOLCAN ET LA LAVE BASALTIQUE DE JAUJAC (Poulet-Scrope).

Le cône volcanique à cratère a fait éruption à la base des escarpements granitiques qui l'entourent et qui supportent les plateaux du haut Vivarais. La coulée sortie du cratère s'étend à la base et suit la vallée de l'Alignon, dont les eaux ont entamé toute l'épaisseur de la lave.

Sur les escarpements ainsi avivés on peut étudier à l'aise les nditions de structure des coulées basaltiques. La partie supé-eure est le plus souvent massive et scoriacée, à structure égulière ; la partie inférieure est plus ou moins prismatique. s prismes régulièrement verticaux, comme ceux des colonnades Chenavari ou d'Espaly, sont l'exception ; verticaux ou inclinés, changent promptement de direction, soit en se courbant, t en suivant des allures brisées par de grandes fissures. On met qu'en général les directions dominantes des prismes, sont peu près perpendiculaires aux plans de refroidissement, pothèse qui explique leurs directions multiples et croisées.

La période basaltique se trouve ainsi close par des volcans qui diffèrent des volcans actuels que par la composition miné-ogique des laves. Les déjections qui forment les cônes à tères sont identiques; on y trouve les mêmes lapilli et pouzzo-es, des cendres grises, noires et rouges, des scories contour-s, cordées, des bombes et des larmes volcaniques, et les laves leuses, cellulaires, boursouflées, avec tous les accidents de ion des cratères. Nulle part on ne peut mieux suivre les cou-ts de lave et la manière dont ils ont franchi ou contourné les tacles à leur marche, la nature contrastante des granites fai-t ressortir tous les détails des éruptions.

La *vallée de l'Allier*, dans sa région volcanique, est bordée plateaux couronnés par plusieurs étages de laves basaltiques criblée de filons, dykes et cônes de basalte. On y remarque tout certains pics dont l'altitude et les formes élancées do-nent la contrée.

Ces basaltes en plateaux ou pics disséminés affectent une di-tion linéaire et forment une zone d'environ 12 kilomètres de geur, depuis Lempdes et Brassac jusqu'auprès de Riom. C'est e sorte de bordure qui domine les basses terres et sert de écurseur aux grandes accumulations volcaniques des hauts ys : le Cantal, les monts Dores et les monts Dômes.

La majeure partie des basaltes des basses terres appartient à

des coulées démantelées et exhaussées par les eaux qui ont en tamé les terrains tertiaires, leurs supports habituels. La puissan coulée de la Serre qui, des hauteurs granitiques, descend jusqu Saint-Amand-Talende, les plateaux de Rentière, de Gergovia et d côtes de Clermont, sont évidemment des restes de coulées. L pics basaltiques de Saint-Sandoux, de Montrognon, d'Isson, Vodable, de Nonette, du Suc d'Esteil, sont des masses accumu lées au-dessus de leur orifice d'éruption.

Le pic basaltique du Suc d'Esteil, sur la rive droite de l'Allie au-dessus de Brassaget, est le point culminant d'une vaste gibb sité du terrain schisteux et granitique ; il domine le plateau tou menté de la Chaise-Dieu qui s'abaisse vers la vallée de la Dor Les versants de la montagne sont sillonnés par un grand nomb de filons, qui ont quelque célébrité par les quartz améthystes et l galènes argentifères qu'ils contiennent, et dans les fonds de cer tains vallons on remarque des sables et cailloux roulés caracté risés par la présence du quartz hyalin améthysé.

En gravissant le Suc d'Esteil, lorsqu'on a dépassé le niveau d plateau granitique dont on voit se développer au loin la surfac mamelonnée et sillonnée de ravins, on est averti de la nature d sommet culminant par les blocs de basaltes écroulés et dispers sur les pentes ; le pic est en effet composé d'un basalte compact et homogène, à structure fragmentaire. Vers la Brugère Valenteuil, on trouve sur les pentes schisteuses, en dessous d basaltes, une couche de sables et de cailloux roulés quartzeux e partie améthysés, dont la situation élevée et isolée est incompa tible avec le mode de formation par un cours d'eau ; on est amen forcément à conclure que le basalte du sommet a joué non-seul ment le rôle d'une roche éruptive, mais aussi celui d'une roch soulevante. L'exhaussement du massif schisteux du Suc d'Este avec ces dépôts de cailloux roulés est évidemment dû à la sort des basaltes.

Ce fait est important à constater, car sur beaucoup de poin de la France on trouve ainsi des pics basaltiques isolés qui ont l même caractère d'éruption et de soulèvement. Chacun de ce

oints d'éruption basaltique présente un intérêt particulier qui ntôt résulte de l'historique des conditions de l'éruption indiées par les formes et les dispositions du basalte, tantôt résulte la nature des roches et des altérations métamorphiques oduites à leur contact.

Sur la rive gauche de l'Allier, et sur le plateau de Pontgibaud, mont Cognol est un volcan qui a dû avoir une série d'éruns successives dont les laves basaltiques sont distinctes par ur position et par leur nature minéralogique; le volcan prinal est accompagné, comme les volcans actuels, de plusieurs uches latérales.

Le volcan de Graveneire, au-dessus de Royat, près Clermont, un volcan basaltique des plus modernes, établissant la transin avec les volcans de la période actuelle. C'est un cône élevé, mé de scories noires et rouges et de pouzzolanes incohérentes; cratère a été emporté par la sortie d'une lave séparée en ux coulées par une montagne voisine, dite le puy Montaudoux; te lave descend dans la vallée en conservant encore l'expresn du mouvement.

L'âge récent de ce volcan basaltique est indiqué par sa convation et par sa position au-dessus des nappes basaltiques plus iennes du plateau de Charade, que l'éruption a dû traverser uquel sa lave est superposée.

Parmi les roches métamorphiques qui accompagnent les bases, les *wackes* sont particulièrement intéressantes, à cause incertitudes qui existent encore sur leur origine. On peut les sidérer comme des sortes de brèches de frottement, à tras lesquelles les émanations souterraines ont pu s'exercer de nière à modifier tous les éléments constituants.

La montagne historique de Gergovia est un des points les plus orables pour l'étude des wackes. Cette montagne est formée un vaste plateau basaltique qui recouvre les calcaires terres; elle est coupée du côté de la vallée de l'Allier par un arpement abrupt et raviné qui permet d'y constater l'interca-

lation d'un banc inférieur de basalte accompagné d'une wa
brune, brèchiforme, suivant à peu près la stratification des c
caires. La figure 46 indique la disposition d'une de ces mas
de wacke au-dessus de la route qui conduit à Merdogne.

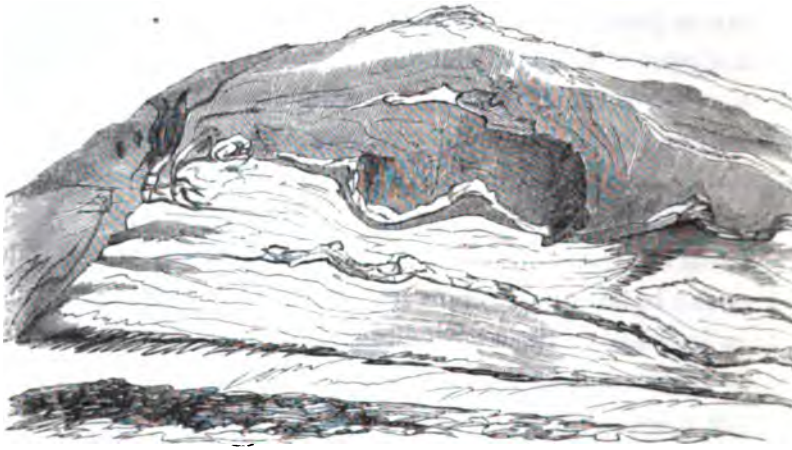


Fig. 46. — MASSE DE WACKE DANS LES CALCAIRES DE GERGOVIA.

Les calcaires ainsi pénétrés ont éprouvé des altérations t
prononcées; vers le contact des wackes ils sont pénétrés
silice, et ce contact étant très-ondulé et irrégulier, les pe
bancs siliceux en suivent à distance toutes les ondulations et i
gularités, de manière à démontrer la solidarité des actions m
morphiques avec les fissures déterminées par l'éruption.

Sur un autre point, les deux nappes basaltiques du plateau
Gergovia sont coupées par un gros dyke qui pointe à la surfa
où il est accompagné de basaltes scoriacés et de scories souv
pénétrées de chlorure de fer; restes probables d'une érupt
superficielle dont les principaux traits ont disparu.

L'âge moderne de certains basaltes est démontré par l
position dans les vallées actuelles. Sur plusieurs points, les co
lées ont, par exemple, envahi la vallée de la Sioule, disputant
thalweg aux eaux torrentielles; des barrages ont dû être ai
formés, mais les eaux ont creusé un nouveau lit, soit dans

ves elles-mêmes lorsqu'elles étaient scoriacées et peu résis-
ntes, soit entre les basaltes et les roches granitiques.

A Pranal, le thalweg ainsi creusé dans les granites est plus
ofond que l'ancien, et l'on voit sur l'un des versants de la
oule la lave basaltique reposer sur les cailloux roulés du pre-
er. Les travaux ouverts dans un filon ont permis de constater
une manière précise l'allure concave des cailloux roulés et la
sition de ce premier thalweg, conformément aux indications
la coupe figure 47.

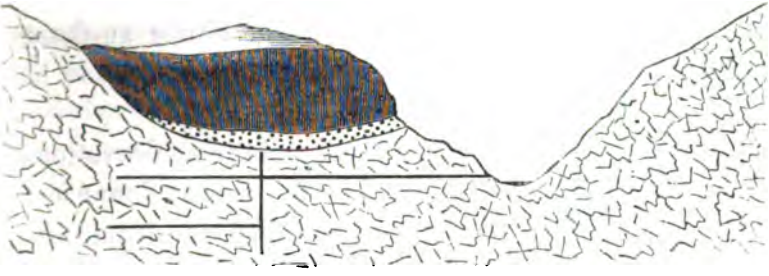


Fig. 47. — COUPE D'UNE LAVE BASALTIQUE A PRANAL.

A Chalusset, les basaltes scoriacés affectent la texture bulleuse
cellulaire, la structure cordée et contournée et toutes les appa-
nces des laves scoriacées modernes; un magnifique escarpement
taillé par les eaux permet d'examiner ces laves, rouges,
ires et bleuâtres dans lesquelles on a creusé des cavernes qui
rendent l'aspect pittoresque. Ce sont les basaltes modernes du
nteau granitique qui, sur ce point comme dans le bas Vivarais,
blissent la transition de la période basaltique à celle des volcans
odernes dont les éruptions ont eu lieu dans le voisinage.

Dans toutes les contrées volcaniques, il existe des roches
agrégation, désignées sous les dénominations de *brèches* ou
perinos, formées principalement aux dépens des déjections
cohérentes. Ces roches d'agrégation n'existent pas pour les
onolites sortis sous forme de dykes accumulés au-dessus de
urs orifices d'éruptions, sans aucune projection de cendres,
pilli ou scories; elles sont assez fréquentes dans les terrains

basaltiques du Velay et se sont accumulées dans les fonds de vallée de la Loire.

La région du Puy a été évidemment couverte de ces déb accumulés au fond du lac qui devait y exister. Lorsque, plus ta les barrages naturels de ces lacs furent rompus et que les e s'écoulèrent, elles entraînèrent la plus grande partie des brèc peu résistantes, et n'en laissèrent subsister que quelques témo dans les parties les mieux protégées soit par la dureté de la roc soit par leur position.

Ces témoins forment aujourd'hui des rochers isolés dont plus apparents sont la roche Corneille, située au-dessus Notre-Dame-du-Puy et le rocher Saint-Michel, dans le bas la ville, au pied du volcan de Denise.

Le rocher Saint-Michel doit évidemment sa conservation à filon basaltique qui le traverse et dont le contact a donné à la b che une grande cohésion. Ce rocher élancé, sur lequel une cienne église a été bâtie, est une des curiosités de la ville du P

Sur certains points, les brèches ont été protégées par basaltes superposés, par exemple vers les parties inférieures la montagne de Denise, ce volcan ayant fait éruption avant l entraînement complet.

Les parties de brèche, visibles à Denise, au-dessous des b saltes scoriacés, sont moins massives et résistantes que les brèc de Saint-Michel et de Corneille, et font apprécier la vérita nature de celles qui ont disparu. Elles sont composées de lap et de scories faiblement agglomérées, à ciment argileux, jaunât formé aux dépens des marnes tertiaires. Ces masses peu co rentes, rapprochées du thalweg de la vallée, ont dû être traînées très facilement par l'écoulement des eaux au fond d quelles elles avaient été déposées.

En descendant le cours de la Loire, on devine l'emplacem probable de deux barrages qui ont dû exister, l'un au défilé Peyredeyre, point où la Loire passe du bassin du Puy dans bassin de l'Emblavès ; l'autre au défilé de Chamalières, par leq la Loire sort de la haute vallée volcanique.

Chaîne des Puys.

Cette chaîne, qui s'étend de chaque côté du puy de Dôme, se compose d'environ cinquante cônes à cratères et d'une série de laves qui ont été déversées soit vers la vallée de l'Allier, soit du côté opposé vers la vallée de la Sioule. Les principaux cônes dominent l'escarpement du plateau central; pour en voir la série il faut s'éloigner vers le thalweg de la vallée. De là, on peut constater leur disposition linéaire et leur succession qui s'étend jusqu'aux monts Dores sur une longueur de 40 kilomètres. La figure 48, ci-après, représente la partie centrale de cette chaîne vue des bords de l'Allier.

Les cônes de la chaîne des Puys sont en quelque sorte des phénomènes de l'époque actuelle; ils sont postérieurs à tous les basaltes, et si la tradition n'a conservé aucun souvenir de ces éruptions, on ne serait pas étonné cependant de trouver leurs laves superposées à quelque monument de l'industrie humaine.

Lorsqu'advient une éruption du Vésuve ou de l'Etna, les touristes s'empressent d'aller en voir les résultats. On suit toutes les phases des phénomènes qui se sont produits, l'ouverture de la fissure volcanique, la formation du cône de déjections de son cratère, les stratifications de cendres et de pouzzolanes, les bombes de roches en fusion lancées au loin ; puis le courant de lave, la course qu'il a parcourue, les obstacles qu'il a franchis. Tout cela peut de même être constaté et suivi pas à pas, pour plus de vingt volcans de la chaîne des Puys.

Parmi les montagnes à cratères, il en est dont le cratère a donné issue à un courant de laves parti de son fond et dont la sortie a emporté une des parois. Suivant le terme usuel, le cratère est égueulé, et la lave qui en est sortie, est là avec toutes les conditions de son mouvement et de sa course, conservées dans leurs moindres détails.

Les surfaces de ces laves sont très-inégales et difficiles à parcourir. Les gaz dont la lave était pénétrée, faisaient explosion à

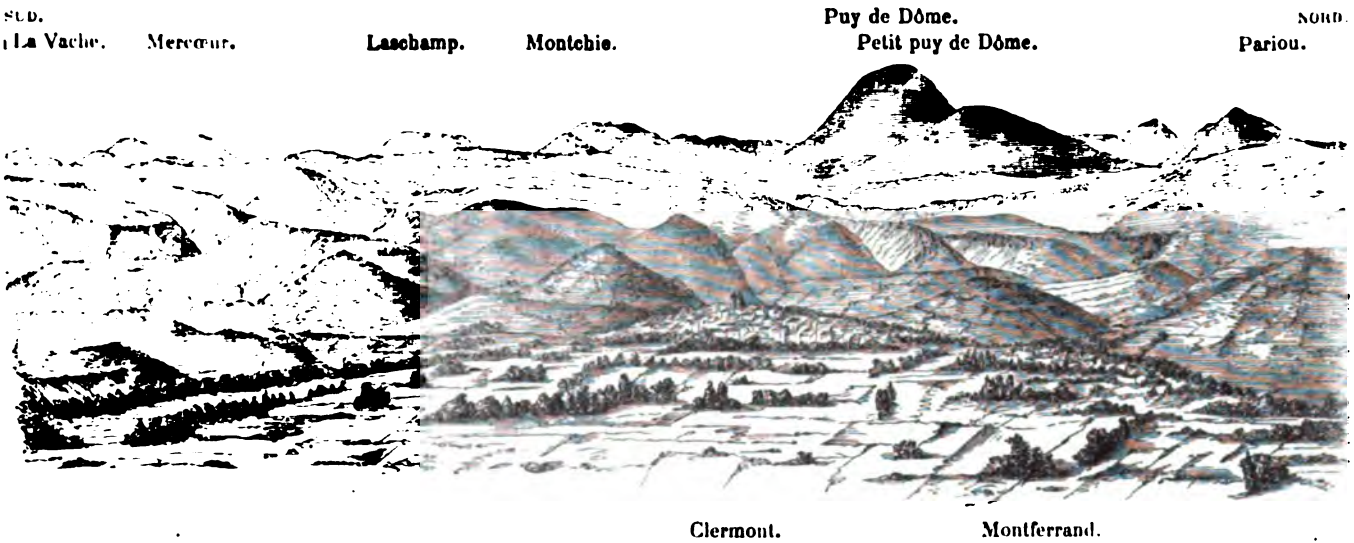


Fig. 48. — VUE D'UNE PARTIE DE LA CHAINE DES PUYS AU-DESSUS DE CLERMONT (Lecocq).

Au-dessus de Clermont et de Montferrand se trouve d'abord une rangée de collines calcaires généralement couronnées de laves basaltiques; ce sont les côtes de Clermont, au-dessus desquelles des côtes à surfaces dénudées et de teintes plus claires indiquent les escarpements des relèvements granitiques du plateau central. C'est suivant les bords de ce plateau que sont alignés les puys volcaniques.

Vers le centre, le puy de Dôme, élevé de 1468 mètres, composé de trachyte domite, est juxtaposé; le petit puy de Dôme, qui est un volcan moderne composé de scories et de déjections volcaniques, avec quatre cratères. Vers le nord, le Pariou, dont les bords cratériformes atteignent 1215 mètres. Au sud, de l'autre côté du puy de Dôme, se développe la série la plus diverse de cônes volcaniques dont on aperçoit les puys ou cônes à cratères de Montchie, de Laschamp, de Mercœur et de la Vache.

la surface et bouleversaient l'écorce déjà consolidée, ainsi qu'il arrive pour beaucoup de laves actuelles. Ces surfaces inégales et rebelles à toute culture sont désignées sous la dénomination de *cheires ;* ce sont de véritables déserts.

Le puy de Louchadière, qui a déversé sa lave vers Pontgibaud jusque dans le lit de la Sioule, est une expression saisissante de cet historique. Le volcan est là, noir et rougeâtre, élevé à 1200 mètres d'altitude ; son cratère, de 148 mètres de profondeur, égueulé sur toute cette hauteur, contient encore l'extrémité de la lave pyroxénique qui en est sortie et qui est descendue jusque dans la Sioule à 10 kilomètres de distance. La figure 49 représente ce volcan, un des plus grands de la chaîne.

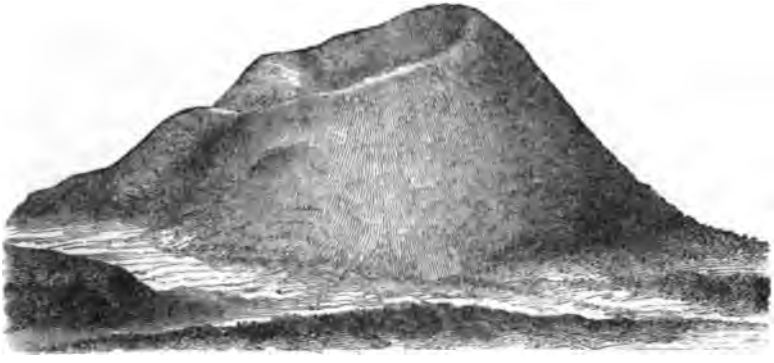


Fig. 49. — LE PUY DE LOUCHADIÈRE, PRÈS PONTGIBAUD.

Vers Randanne, de l'autre côté du puy de Dôme, les cratères égueulés des puys de Lavache et de Lassolas reproduisent les mêmes circonstances d'éruption, avec des laves feldspathiques et des cratères rubéfiés dont l'effet est imposant.

Dans d'autres cas, les cônes volcaniques se présentent avec des cratères complets, soit que les laves aient trouvé des issues latérales sans les déformer, soit que les éruptions qui leur ont donné naissance n'aient pas été suivies de laves.

Le puy de Côme, avec deux cratères à son sommet, a produit un courant de lave qui occupe une surface de 20 kilomètres carrés. Cette lave a été déversée vers la Sioule et son épaisseur

s'élève en relief dans les champs qu'elle traverse, sur des hauteurs de 30 et 50 mètres; tout est admirable de conservation et de mouvement. La surface de cette vaste cheire est des plus difficiles à parcourir; on y remarque des restes de positions retranchées, attribuées aux Gaulois.

La figure 50 indique le profil du volcan de Côme vu de la route de Pontgibaud, et l'aspect d'une partie de la cheire dont les saillies escarpées s'étendent jusqu'au bord de cette route.

Fig. 50. — LE PUY DE COME.

Dans la chaîne des Puys, le sol ne présente que laves, cendres, scories et pouzzolanes. Ces divers éléments superposés au plateau granitique ont dû en traverser toute l'épaisseur, en exerçant sur les roches traversées les actions métamorphiques qui peuvent résulter de la pression et des plus hautes températures; en beaucoup de points on peut recueillir des fragments de granites altérés et fondus, rejetés par les volcans. Le puy Chopine est un fragment du sous-sol soulevé par un volcan, et dans sa masse on trouve du basalte, du domite, du granite à tous les états d'altération; c'est en quelque sorte un échantillon qui met en évidence les altérations que doivent présenter les granites sous-jacents.

Parmi les cinquante cônes volcaniques de la chaîne, le plus complet est le puy Pariou. C'est un cône de scories qui s'élève à 1215 mètres d'altitude, soit d'environ 600 mètres au-dessus du plateau granitique sur le bord duquel il est placé. Son cratère, d'une parfaite régularité, a 93 mètres de profondeur.

Ce cône est contenu, ainsi que l'indique la figure 51, dans un cône surbaissé et plus vaste, dont le cratère égueulé vers l'est a déversé une lave jusqu'à Fontmore, en bas de la côte granitique; cette lave, comme celle de Côme et de Volvic, est feldspathique, finement cellulaire et propre à tous les emplois de construction. Son éruption a été accompagnée de scories et de cendres ponceuses.

Le puy de Dôme. Pariou.

Fig. 51. — LE VOLCAN DE PARIOU.

Les phénomènes volcaniques, lorsqu'ils se manifestent par des éruptions violentes et de courte durée, amènent à la surface des produits variés, mais rarement cristallisés. Prenons pour exemple la dernière éruption du Vésuve en 1872, si violente et si dramatique. Lorsque le Vésuve et la Somma furent accessibles, nombre de géologues examinèrent avec le plus grand soin les produits de l'éruption; on y trouva en abondance du fer oligiste et du chlorure de cuivre, un peu de réalgar, le tout en concrétions pulvé-

rulentes ou à peine cristallines, différant par cet état pulvérulent des mêmes substances qui existent dans les gîtes métallifères. Quant aux réactions métamorphiques, elles attestaient l'intensité de la chaleur par des fusions, des calcinations énergiques, mais rien ne ressemblait aux géodes cristallines de la Somma.

Il en est de même pour les volcans de la chaîne des Puys. Les cratères, les laves, les scories que l'on y voit de tous côtés semblent promettre au minéralogiste une ample moisson de substances cristallisées. Il n'en est rien ; la composition de toutes ces masses est très-uniforme.

Les scories noires et rouges, jaunâtres sur quelques points où le sol a été traversé par des vapeurs acides, contiennent quelques cristaux de pyroxène (puy de la Rodde); quelques paillettes et incrustations de fer oligiste; quelques fragments de granites ou de domites calcinés ou fondus. Les laves feldspathiques ou pyroxéniques présentent quelques parties cristallines dans lesquelles on peut distinguer le feldspath labradorite ou le pyroxène, on y trouve des fragments de roches préexistantes empâtés et altérés par la chaleur. En dehors de ces diverses roches, la collection minéralogique que l'on peut rapporter est peu variée.

L'historique des éruptions qui ont donné naissance à la chaîne des Puys peut se résumer de la manière suivante :

Le plateau granitique existait, au niveau actuel, dans les mêmes conditions de formes, lorsque les premières actions se produisirent. Ces premières actions donnèrent naissance au puy de Dôme, au Suchet, au Sarcouy et au Clierzou, quatre dômes formés par l'éruption et l'accumulation sur place des trachytes domites, à des hauteurs inégales. Ces quatre dômes similaires se distinguent des volcans modernes non-seulement par leurs formes arrondies et sans cratère, mais par la roche constituante, blanchâtre ou grisâtre, visible sur toutes les déchirures qui sillonnent leurs flancs gazonnés. Le domite a coulé sur certains points en nappes peu étendues, aujourd'hui cachées par les laves et les déjections modernes. Nous avons déjà signalé la position de ce petit groupe domitique sur le prolongement de la ligne

qui joint les centres des groupes du Cantal et des monts Dores.

Les basaltes succédèrent aux domites, et plusieurs points des environs furent atteints par les laves basaltiques dont la position a été constatée au-dessous des laves et déjections des volcans modernes.

Vint ensuite la période des éruptions modernes, qui successivement formèrent une cinquantaine de montagnes à cratères. La position des montagnes domitiques et les fissures qui avaient affaibli le sol ont déterminé la formation des premiers cônes juxtaposés à ces montagnes. Ainsi le puy de Dôme est flanqué du *petit* puy de Dôme, montagne à quatre cratères, accolée à son flanc nord; le grand Suchet a entouré le dôme trachytique du petit Suchet.

Le Sarcouy est flanqué de même par deux volcans qui ont fait éruption en suivant ses lignes de fracture : au sud par le volcan des Goules, au nord par celui du petit Sarcouy. Ces deux montagnes latérales sont des volcans composés de scories et de pouzzolanes, dont les cratères ébauchés ont entouré la masse trachytique préexistante, ainsi que l'indique la figure 52.

Fig. 52. — LE PUY DOMITIQUE DU SARCOUY, ENTRE LE VOLCAN DES GOULES ET CELUI DU PETIT SARCOUY.

Les éruptions se sont ensuite propagées sur la ligne nord-sud, tantôt sur un point, tantôt sur un autre, ne se répétant pas par les mêmes orifices, mais changeant de place de manière à laisser chaque fois un spécimen de l'action volcanique différent par les détails de ses formes et par son volume. Sur beaucoup de points, les éruptions ont formé des cônes à cratères à moitié emportés

par le courant de laves; d'autres fois, l'éruption s'est bornée à former un cône à un ou plusieurs cratères, ou bien le cône a été reconstitué après l'émission de la coulée de lave. C'est ainsi qu'au puy Pariou on distingue très-bien un cône surbaissé qui a fourni le courant de lave et dont le cratère a été rempli par le second cône plus petit, mais très-surélevé; c'est ainsi que le puy de Côme a été reconstitué après l'émission d'une vaste coulée, avec deux cratères à son sommet; tandis que Louchadière, comme les puys de Lavache, de Lassolas, etc., sont restés béants et ouverts par les coulées à surfaces mouvementées et ondulées qui semblent encore en sortir.

L'examen de la chaîne des Puys se divise naturellement en deux parties, les cônes volcaniques et les laves.

Les cônes volcaniques à cratères simples et multiples, plus ou moins développés en dimensions comme base et comme hauteur, sont tous à peu près de la même composition. Indépendamment des scories, pouzzolanes, lapilli et cendres, on a peine à y trouver des minéraux intéressants. On y recherche, ainsi qu'il a été dit précédemment : les fragments de granites enveloppés de laves et plus ou moins fondus et scorifiés; des fragments de domites qui ont subi les mêmes altérations; des cristaux de pyroxène; des sublimations de fer oligiste; des roches altérées par l'acide chlorhydrique; quelques cristaux ou noyaux de péridot.

Les laves présentent plus de variété minéralogique; l'état semi-cristallin résultant de la lenteur du refroidissement a mis en évidence leur composition plus ou moins feldspathique, plus ou moins pyroxénique.

La texture cellulaire est elle-même un élément de variété; elle est générale et suffit pour établir une différence complète entre les laves modernes les plus pyroxéniques et les basaltes. Les cellules déchiquetées dont les laves modernes sont criblées attestent l'intervention énergique des gaz dans les phénomènes de l'éruption, caractère des volcans de l'époque actuelle. Ces cellules, qui diminuent la densité de la lave, ont exercé une influence évi-

dente sur son refroidissement : le dégagement des gaz vers la surface ayant déterminé une multitude de fissures irrégulières, leur ont donné une structure fragmentaire et ont empêché les tendances vers la structure prismatique.

Il est à remarquer que plus une lave moderne est pyroxénique, plus elle a tendance à se charger de péridot; ainsi la lave de Louchadière et celle du puy de la Rodde contiennent du péridot; elles établissent ainsi par leur composition pyroxénique une sorte de transition vers les basaltes.

Les laves feldspathiques grisâtres ou violacées, si connues par leur emploi dans les constructions, sont les types dominants. Leur texture éminemment et régulièrement cellulaire diminue les inconvénients de leur dureté et permet de les tailler. Leur composition inaltérable résiste indéfiniment à l'action des agents atmosphériques, et si leur couleur sombre présente quelques inconvénients pour certaines constructions, il en est d'autres pour lesquelles l'aspect sévère qui en résulte est une condition à rechercher.

La composition exclusivement feldspathique de la plupart des laves laisse peu de latitude aux variétés autres que celles qui peuvent résulter de la texture compacte, cellulaire à parois déchiquetée, bulleuse à parois lisses; cependant les cristaux de labradorite tendent quelquefois à s'isoler.

Les volcans de la chaîne des Puys ne paraissent pas avoir été permanents; en général, chaque cône n'a eu qu'une seule éruption. Un puits creusé à Randanne a traversé seulement deux courants de laves séparés par des cendres et des pouzzolanes, puis a rencontré des basaltes sous-jacents. Cette simplicité ajoute à l'intérêt des courses géologiques en permettant à l'observateur de suivre dans tous ses détails l'historique des éruptions principales.

Quant à l'époque géologique de toute cette série d'éruptions, les laves modernes descendues dans la plaine de l'Allier par les vallons transversaux ont subi si peu d'altérations et d'érosions, qu'elle est évidemment très-récente. Elle est, en effet, postérieure

aux alluvions les plus modernes. Les basaltes forment une série évidemment plus ancienne. Cette antériorité est démontrée directement par la superposition des laves sorties des volcans modernes; elle l'est indirectement par les altérations que les eaux courantes leur ont fait subir. On voit les laves basaltiques, superposées soit aux granites du plateau (mont Cognol), soit aux calcaires tertiaires (Gergovia, les côtes de Clermont), sillonnées et démantelées en plateaux par les courants diluviens, probablement ceux de l'époque glaciaire.

Les éruptions trachytiques accumulées dans les montagnes du Cantal, des monts Dores, de la chaîne du Velay marquent l'époque la plus ancienne de toute la série; cependant ces éruptions sont postérieures aux calcaires lacustres du Puy et des environs d'Aurillac qu'elles ont traversés; elles sont postérieures aux reliefs qui avaient déterminé l'orographie actuelle et ne peuvent, par conséquent, remonter au delà de la période diluvienne. Il est même à remarquer que, dans les grandes vallées voisines de ces montagnes, les alluvions anciennes ne contiennent ni trachytes ni basaltes.

CHAPITRE IV

CONTRÉES HOUILLÈRES

Le terrain houiller, dernière formation de la longue période marquée par les dépôts de transition, est un de ceux qui sont en moindre proportion à la surface de la France : 3500 kilomètres carrés de surface houillère connue sur un total de 5200000; c'est une proposition 1/150. Mais nul terrain n'a plus d'importance et n'est plus apte à constituer des contrées géologiques distinctes. Ces contrées sont caractérisées par une seule de ses roches, la houille, qui est devenue la base de toutes les industries. Bien avant que la houille eût pris le rôle essentiel qu'on lui reconnaît aujourd'hui, l'Angleterre avait prévu son importance et l'individualité qui en résultait pour ses bassins houillers, qu'elle désignait sous la dénomination expressive de ses *Indes noires*.

Cette individualité des *bassins houillers* résulte surtout du mouvement industriel qui s'y établit; autour des centres d'exploitation houillère se groupent les usines métallurgiques de toute nature, les verreries et les manufactures qui recherchent les combustibles à bon marché, et ces agglomérations ont bientôt donné à la contrée l'aspect d'une vaste usine. C'est ainsi que se présente le territoire du bassin de Saint-Étienne, où une population de deux cent mille âmes est agglomérée sur 300 kilomètres carrés de terrain houiller.

Au point de vue géologique le terrain houiller n'offre pas un moindre intérêt. Il représente sur notre globe une période distincte, période de long repos, pendant laquelle une végétation active et vigoureuse s'est développée sur quelques contrées littorales et sur quelques bassins intérieurs. Ces houillères en formation devaient présenter des conditions analogues à celles de nos tourbières; sous l'influence des conditions spéciales du sol et

de l'atmosphère, une longue succession de cette végétation avec des ensablements sédimentaires déterminaient des alternances de grès et schistes avec des couches de houille plus ou moins puissantes.

Les terrains houillers ont été ainsi formés d'alternances sédimentaires de grès ou argiles en couches à peu près horizontales, dans des bassins spéciaux, dispersés sur la surface des terrains émergés dont les saillies semblaient ébaucher déjà les contours des continents actuels.

Mais à cette période devaient succéder les périodes secondaires et tertiaires, pendant lesquelles de puissants dépôts sédimentaires étaient superposés aux terrains de transition. Ces dépôts venaient se superposer aux terrains houillers et les enfouir en partie, ou même en totalité. Pendant les périodes secondaires et tertiaires, des éruptions de masses porphyriques ou volcaniques se faisaient jour des profondeurs du globe à la surface, soulevant, brisant et bouleversant les terrains sédimentaires déjà formés; les bassins houillers étaient nécessairement soulevés, comprimés et brisés comme tous les autres, plus ou moins suivant leur position.

Aujourd'hui la tâche de l'exploitant est de retrouver les dépôts houillers parmi les masses minérales qui forment l'écorce du globe. C'est de suivre et de tracer les contours de tous les bassins, d'en ressaisir les diverses parties, les fragments au milieu des masses accidentées et bouleversées où ils se trouvent eux-mêmes comprimés, brisés et plus ou moins recouverts par les terrains postérieurs.

Toutes les descriptions relatives à la disposition des bassins houillers, à leur étendue, etc., sont remplacées avantageusement par l'examen des cartes et des coupes géologiques. Chaque contrée a fait aujourd'hui sa carte, et il est difficile de croire qu'il puisse exister en Europe un bassin houiller qui ne soit connu.

Les bassins dont on a pu reconnaître les affleurements et qui sont recouverts par des dépôts postérieurs ont été suivis sous ces

dépôts par les travaux souterrains, et l'on a pu sinon définir leurs limites, du moins en apprécier les lignes probables.

Le terrain houiller ne forme à la surface des terrains préexistants, de transition, schisteux ou granitiques, que des bassins isolés et sporadiques. Le caractère circonscrit et multiple de ces bassins est tel que leur surface totale, qui est en France de 3 500 kilomètres carrés, se subdivise entre soixante bassins distincts.

La distribution géographique des bassins houillers figurés sur la carte géologique et leurs relations avec les voies navigables ou avec les chemins de fer qui en distribuent les produits, permettent de les diviser en trois *zones* transversales formant trois groupes distincts :

1° Le groupe du *Nord*, limité par une ligne de démarcation passant par la latitude du Mans et d'Orléans. Il comprend principalement les houillères des départements du Nord et du Pas-de-Calais, qui appartiennent à un même bassin, découvert depuis Aix-la-Chapelle jusqu'à Charleroi, indiqué au couchant de Mons par l'affleurement de la partie méridionale et se prolongeant vers Valenciennes, Douai et Béthune en dessous des *morts-terrains* secondaires et tertiaires. Ce bassin forme une zone étroite sur le littoral d'un massif de transition ; il approvisionne, concurremment avec les charbons belges, toute la région du Nord.

Quelques petits bassins, répartis sur la surface du massif de la Bretagne aux environs de Quimper, ou sur son littoral à Littry (Calvados), ne peuvent guère être comptés dans la production houillère ; mais réunis aux anthracites dévoniens de la Sarthe et de la Mayenne, également compris dans ce groupe, ils indiquent l'existence et la position des terrains houillers, sur les terrains de transition de l'Ouest ;

2° Le groupe du *Centre* se compose de la zone comprise entre la latitude précédente et celle qui passerait par Aurillac et Valence ; il contient un grand nombre de bassins dispersés dans les vallées qui sillonnent le plateau central ou sur le littoral de ce plateau, vers le contact des terrains de transition et des terrains secondaires.

Les plus importants sont : les bassins de Saône-et-Loire (Montceau-les-Mines, le Creusot, Epinac); ceux de l'Allier (Commentry, Bezenet); les bassins de Decize, dans la Nièvre ; de Saint-Eloi, de Brassac, dans le Puy-de-Dôme et la Haute-Loire ; d'Ahun, dans la Creuse ; le bassin de la Loire (Saint-Etienne et Rive-de-Gier), le plus riche de la France sous le double rapport de la puissance et de la qualité des gîtes.

La région orientale de cette zone présente le bassin de Ronchamps, dans la Haute-Saône, et les terrains à anthracites des Alpes, aujourd'hui reconnus comme appartenant à l'époque houillère ; à Lamure, près Grenoble, ces terrains forment un bassin d'une richesse remarquable ; vers Saint-Jean-de-Maurienne et Aiguebelle, des gîtes intéressants d'anthracite sont reconnus jusque dans les contre-forts des Alpes.

La région occidentale de cette zone n'est pas tout à fait dépourvue : on y voit figurés le bassin de Faymoreau, de Vouvant et de Chantonnay, et surtout celui de la basse Loire, longue zone houillère dont la partie la plus riche se trouve dans le val même de la Loire ;

3° Le groupe du *Midi* renferme. comme bassins principaux : le bassin de l'Aveyron (Decazeville, Aubin) ; celui du Gard (la Grand-Combe, Portes, Bességes) ; le bassin de Carmaux, dans le Tarn, et celui de Graissessac, dans l'Hérault.

Quelques petits bassins sporadiques, situés dans la direction de Narbonne vers Roujan, Segure et Durban, semblent indiquer une continuation des influences houillères ; mais ces terrains sont de peu d'importance. Il en est de même de la zone du terrain houiller, dont les affleurements ont été reconnus en plusieurs points sur les flancs du massifdes Maures et de l'Esterel, depuis Toulon jusqu'à Fréjus.

Les divers bassins de ces trois groupes, dans la mesure de leur richesse, des facilités de leur exploitation, des avantages qu'ils peuvent posséder sous le rapport des voies de communication, ont créé des villes industrielles et des établissements de toute nature. Admirable puissance de la houille ! elle domine tous les autres

éléments; elle crée, sur tel ou tel point, les suprématies industrielles. Les populations se vanteront d'avoir fondé ces cités exceptionnelles, d'avoir devancé et primé leurs voisins : en réalité, elles n'ont fait qu'obéir aux lois géologiques qui ont distribué les richesses houillères.

La division de nos bassins houillers en trois zones : celle du Nord, celle du Centre et celle du Midi, concorde bien avec les fonctions commerciales que ces bassins sont appelés à remplir.

La zone des houillères du Nord ne dépasse guère, du côté du sud, le marché dit *de Paris*. Ses extractions alimentent tous les départements compris dans les limites indiquées, concurremment avec les charbons anglais qui dominent les marchés du littoral, soit avec les charbons belges qui occupent la limite orientale et pénètrent même dans l'Ouest, au delà de Paris.

La zone du Centre est alimentée par les bassins du plateau central qui, vers l'est, luttent avec les importations de Sarrebruck, et vers l'ouest avec les charbons anglais.

La zone du Midi est alimentée par le bassin de l'Aveyron, qui déverse ses produits jusque sur le marché de Bordeaux, en concurrence avec les importations anglaises; par les bassins du Gard et de Graissessac qui rayonnent vers Avignon, Marseille et Toulon, où ils les rencontrent également.

La facilité avec laquelle un ingénieur reconnaît le terrain houiller démontre d'une manière frappante la sûreté obtenue par les études géologiques.

Voici, en effet, un terrain sur lequel se concentrent aujourd'hui les plus grands intérêts des populations; ce terrain, placé entre les dépôts de transition proprement dits et les dépôts secondaires, ne présente comme fossiles que des impressions végétales, en nombre très-limité dans les parties qui ne contiennent pas de couches de houille; il ne peut guère être reconnu que par la nature des roches constituantes et par sa position géologique. Or, malgré les incertitudes qui peuvent résulter de l'instabilité des caractères minéralogiques d'une formation, le terrain houiller a

été immédiatement reconnu et signalé partout où il a été rencontré soit en affleurement, soit par des travaux souterrains.

L'exemple le plus frappant est, sous ce rapport, la découverte du bassin houiller du Pas-de-Calais. Pendant longtemps on avait recherché vainement au delà de Douai la prolongation du bassin houiller souterrain qui traverse le département du Nord ; les recherches entreprises dans les morts-terrains superposés avaient toujours été placées directement vers l'ouest, de telle sorte qu'elles étaient tombées dans des terrains négatifs. Un sondage, placé dans la propriété de Dourges, pour la recherche des eaux artésiennes, avait dépassé la profondeur de 80 mètres; la sonde ramenait des magmas boueux dans lesquels se trouvaient de petits fragments de grès micacés qui, examinés avec soin, présentaient les caractères d'un grès houiller. Il n'en fallut pas davantage pour déterminer aussitôt l'entreprise de nombreux sondages qui, en quelques années, permirent de constater la nouvelle direction suivie par la zone houillère au-dessous des morts-terrains, puis ensuite les limites exactes de cette zone située à 80 et 150 mètres de profondeur. La constatation obtenue de la situation du terrain houiller, des calcaires carbonifères et des schistes et poudingues qui les encaissent, est une des plus belles conquêtes de la géologie.

Les recherches qui ont été faites sur le sol de la France, partout où le terrain houiller aurait pu exister, c'est-à-dire vers les contacts des terrains de transition avec les terrains postérieurs, ne laissent guère l'espoir qu'il puisse y exister un bassin houiller inconnu. Les moindres lambeaux d'apparence houillère, dans la position stratigraphique indiquée, ont été explorés. Les bassins qui sont en affleurement, et dont une partie a été enfouie sous les morts-terrains, ont été suivis aussi loin qu'il a été possible par des travaux souterrains ou par des sondages; certaines parties de régions houillères souterraines sont ainsi connues ou probables, sans qu'on ait cru devoir y consacrer les capitaux nécessaires pour les mettre en valeur. Quant aux bassins houillers complétement inconnus qui pourraient exister au-dessous des

terrains tertiaires et secondaires, nous avons démontré dans la *Géologie appliquée* combien une recherche de ce genre offre peu de chances de réussite.

Le terrain houiller ne présente pas seulement un intérêt industriel : au point de vue de la géologie, c'est le seul dont nous connaissions exactement les stratifications, les allures et les accidents. Les coupes que nous faisons en travers des terrains pour exprimer leurs dispositions relatives et les accidents de leurs stratifications, sont théoriques et n'indiquent qu'approximativement les lignes réelles ; les coupes faites dans les terrains houillers sont, au contraire, précisées par les travaux souterrains ; la plupart résultent des plans des mines, leurs tracés sont certains. Nous y trouverons à la fois l'avantage d'obtenir des faits géologiques précis, et de pouvoir ensuite par comparaison obtenir, dans des terrains dont nous ne voyons que la surface, des coupes probables, parce qu'elles reproduisent des tracés et des hypothèses dont les terrains houillers nous offrent des exemples certains. Ainsi on n'oserait expliquer certaines dispositions des terrains affleurant à la surface, par des failles, des plis, des érosions, etc..., si l'étude des terrains houillers ne nous avait démontré la réalité d'accidents aussi complexes.

L'étude des bassins houillers nous révèle en outre des faits intéressants au point de vue de la formation des dépôts sédimentaires.

Nos principaux bassins houillers représentent des dépressions préexistantes, qui varient de 1 à 5, 10, 20 kilomètres de largeur, avec des longueurs doubles, triples, quadruples et au delà. Tantôt, sur le plateau central par exemple, ces bassins devaient être des lacs isolés et circonscrits à la surface des terrains de transition ; tantôt, comme dans le Nord ou la basse Loire, c'étaient des vallées longues et étroites.

Dans les bassins de lacs, les premiers dépôts qui nivelèrent les fonds furent, en général, des brèches et des conglomérats formés aux dépens des terrains encaissants ; la grosseur des éléments de

ces dépôts décroissant à mesure qu'on s'élève dans la série des stratifications. Dans les longues vallées du Nord et de la basse Loire, les fonds étaient déjà nivelés, et les premiers grès houillers alternent avec les terrains dévoniens supérieurs.

Dans les deux cas, la période houillère est représentée par des alternances de grès et de schistes, dans lesquelles se trouvent des séries plus ou moins nombreuses de couches de houille, plus ou moins puissantes; ces alternances ont pu être empilées sur des hauteurs de 1000 et 2000 mètres.

Ces dépôts superposés couvrent des surfaces décroissantes à mesure qu'on s'élève dans la série, de telle sorte qu'en divisant cette série en deux, trois ou quatre étages, chacun de ces étages est d'autant moins étendu qu'il est plus moderne. Les limites de ces étages se projettent sur un plan horizontal, par des lignes à peu près parallèles et concentriques, de telle sorte que de leur tracé il résulte qu'un bassin plus ou moins elliptique présente deux *axes* et un *centre* de dépôts.

Lorsqu'on est parvenu à tracer ainsi les divers étages superposés dans un bassin houiller, on est amené à constater que par suite de mouvements qui ont eu lieu pendant la période houillère, les axes et le centre ont subi des déplacements.

En général, ces déplacements ont eu lieu dans le même sens, de telle sorte que les axes et le centre ont toujours suivi dans leur marche une direction déterminée. D'où il résulte que, pendant la période des dépôts houillers, les soulèvements suivaient un mouvement progressif toujours dans le même sens; c'est ainsi qu'on a observé sur certaines côtes du massif scandinave un soulèvement lent et progressif. Ce mouvement a contribué sans doute à l'accumulation des dépôts houillers très-puissants sur des espaces circonscrits, alors que la houille interposée en couches ne pouvait cependant se former, comme les tourbes, que sous une lame d'eau de peu d'épaisseur.

Les mouvements qui ont séparé les divers étages houillers ont eu pour effet d'amener des dépôts de conglomérats qui séparent les grès fins et les schistes des périodes tranquilles, et quelque-

fois de déterminer de véritables discordances dans la position du centre et des axes.

Postérieurement à la période houillère, les dépôts sporadiques ainsi formés ont tous éprouvé des compressions plus ou moins violentes qui ont réduit les surfaces, incliné et ployé les couches. Ces mouvements violents ont également sillonné les dépôts de failles ou cassures qui ont divisé les couches, en séparant les fragments par des rejets et des brouillages, à tel point qu'aujourd'hui, les exploitants ont peine à reconnaître et suivre les plans de stratification.

Tous ces accidents ne sont point particuliers aux dépôts houillers ; on les retrouvera dans une couche quelconque de la série sédimentaire, en général d'autant plus fréquents et plus prononcés que la formation en sera plus ancienne. Les dispositions qui ressortiront de l'examen des bassins houillers pourront donc préciser les détails de l'accidentation dont l'étude des pays de montagnes nous a indiqué les mouvements généraux. Les dépôts houillers, nous offrent même cet avantage, que les couches de houille, ayant dû nécessairement être formées sous une lame d'eau de peu d'épaisseur, ainsi que les couches de tourbe, présentent dans les bassins des repères horizontaux qui feront apprécier le caractère et l'amplitude des soulèvements et des mouvements qui ont accidenté le sol.

L'étude de chaque bassin précisera les questions posées et résolues ; nous commencerons cette étude par les bassins de la *zone septentrionale*.

Bassin du Nord et du Pas-de-Calais.

La zone que nous appelons *septentrionale* se compose du prolongement souterrain, en France, des terrains houillers qui traversent la Belgique.

Ces terrains forment une bande étroite, appuyée sur le bord septentrional du massif de transition du Rhin, suivant une direction presque est-ouest. Elle commence par le bassin de Liége,

dont la largeur maximum de 12 000 mètres, s'étrangle progressivement en suivant, à une faible distance, la rive gauche de la Meuse, et se trouve interrompue par la vallée transversale du Samson; elle reprend à Charleroi une largeur de 8 000 mètres, traverse la région du centre belge et se poursuit au couchant de Mons avec une largeur de 11 000 mètres, en partie recouverte par des morts-terrains. A l'ouest de Dour et d'Elouges, vers la frontière française, la largeur de cette zone houillère est entièrement recouverte et disparaît au-dessous des terrains crétacés. A Anzin, où elle a été retrouvée, l'épaisseur moyenne des morts-terrains est de 80 mètres, épaisseur qui augmente vers Denain, Aniche. Douai, Lens et Béthune, où l'on a dû traverser jusqu'à 150 mètres de terrains crétacés avant d'atteindre le terrain houiller.

De nombreux puits et des sondages multipliés ont permis de tracer avec certitude la carte du bassin houiller et souterrain du Nord et du Pas-de-Calais, d'en constater la richesse et même de reconnaître les positions relatives et les allures des divers faisceaux de couches houillères. Pour se rendre compte de la structure de ce bassin, il faut nécessairement partir des régions découvertes, c'est-à-dire des houillères de la Belgique.

Malgré sa forme très-allongée, l'ensemble du bassin obéit aux lois générales des dépôts. Ces dépôts, formés dans une longue vallée, se concentraient de plus en plus, de telle sorte que, dans les parties centrales et les plus profondes, les limites des couches supérieures formaient des lignes fermées concentriques et de plus en plus circonscrites.

Une de ces parties centrales, qui reçut les derniers dépôts, est précisément celle du couchant de Mons. Les couches les plus récentes et supérieures du terrain houiller ne se trouvent guère que là; elles sont caractérisées par une qualité de houille spéciale, les charbons *flenus*. Ainsi, lorsque le système du flenu s'est déposé, il n'existait plus, au milieu de cette longue vallée, de Namur à Douai, et au delà, qu'un lac étroit, commençant au couchant de Mons et se terminant vers Thulin.

Les charbons flenus qui ont terminé la série des dépôts houillers, sont les plus chargés de gaz; leur position supérieure confirme la classification géologique des houilles qui, dans la plupart des bassins, suit l'ordre précédemment indiqué, des anthracites aux charbons gras, et des charbons gras aux flenus ou charbons à longue flamme.

Le bassin central et supérieur du couchant de Mons étant ainsi défini, on peut se représenter chaque étage inférieur comme stratifié dans toute l'étendue du bassin longitudinal, de telle sorte que les affleurements forment des zones parallèles vers les lisières littorales du nord et du midi.

Les compressions latérales, exercées postérieurement aux dépôts houillers, ont relevé les couches et rendu les zones encore plus distinctes par leurs inclinaisons. Ainsi les couches qui affleurent sur la lisière méridionale, plongent vers le nord par leurs allures dominantes; celles qui affleurent vers la lisière septentrionale plongent au midi. Le raccordement des deux pendages inverses se fait par un pli en fond de bateau, dit *naye*, qui ondule tantôt vers le nord, tantôt vers le sud. De nombreuses coupes transversales mettent en évidence les traits caractéristiques de la structure du bassin et des ploiements qu'il a subis.

Les pendages ou *combles* du midi sont fortement relevés et comprimés, de manière à présenter une série de plis qui attestent l'effort exercé pour obliger les couches, autrefois à peu près horizontales, à tenir dans un espace beaucoup plus réduit.

Les combles du nord présentent, au contraire, un pendage simple et généralement peu accidenté.

Les couches stratifiées dont la superposition a comblé le bassin, occupent des espaces de plus en plus restreints, de sorte que les couches supérieures ne couvrent que des étendues très-faibles, comparativement à celles des couches inférieures. Au point de vue de l'exploitation, les couches supérieures ont dû être attaquées les premières; elles seront promptement épuisées, parce qu'elles ont moins d'étendue.

M. Plumat, en comparant et classant toutes les couches connues dans le bassin du couchant de Mons, a évalué le nombre total des veines ou veiniats de houilles à 156.

Les 54 premières, à partir de la surface, appartiennent à l'étage supérieur ou système du *flenu;* la presque totalité des veines fournissant cette qualité de charbon.

Le deuxième étage comprend les charbons *durs*, moins chargés de gaz que les précédents, de la cinquante-cinquième veine à la quatre-vingt-deuxième, soit, en totalité, 27.

Le troisième étage comprend les charbons *gras*, dits *fines forges*, de 83 à 118. Ces charbons sont, en effet, les plus gras du bassin, les plus aptes à la fabrication du coke et en même temps les plus friables; ils fournissent très-peu de gros à l'abattage.

L'étage inférieur, ou quatrième, comprend les veines de 119 à 156, composées des charbons *secs*, c'est-à-dire maigres et plus ou moins *anthraciteux*.

Toutes ces veines ne sont pas d'une épaisseur suffisante pour être exploitées; leur puissance varie de 0m,10 à 1m,60. Telle veine exploitable sur un point, c'est-à-dire ayant plus de 0m,30, cesse de l'être un peu plus loin.

Quelle que soit la longitude d'une coupe faite en travers du bassin de Mons, on évalue à 80, au plus, le nombre des couches exploitables. Les allures reproduisent les traits les plus caractéristiques de la compression des couches et des ploiements qu'elles ont subis. Sur la lisière méridionale, ces ploiements ont été tels, que les dernières couches présentent des plis formés par cinq pendages renversés et cinq pendages inverses. Ces ploiements ont réduit à 11 000 mètres la largeur du bassin, dont la moitié forme les combles du midi, l'autre moitié étant représentée par les combles du Nord presque entièrement recouverts par les morts-terrains. Le développement horizontal serait de 14 000 mètres.

La *naye*, ou *ennoyage* du pli de la dernière couche, se ferait à une profondeur dépassant 2 500 mètres.

A Charleroi, les coupes attestent une compression encore

plus considérable. Les couches inférieures occupent une largeur de 6600 mètres, et leur développement horizontal serait de 11500 mètres. Il est résulté de cette énorme compression 22 plis principaux. Les couches supérieures y manquent et l'on ne connaît plus que 82 couches de houille, de $0^m,20$ à $1^m,40$ de puissance. Ce nombre se réduit progressivement vers Namur, où il ne reste plus que les couches maigres anthraciteuses, c'est-à-dire inférieures.

La zone houillère, en grande partie découverte de Liége à Mons, pénètre sous les morts-terrains de la France, après avoir franchi une saillie souterraine de calcaire carbonifère qui s'avance jusque près de son axe.

Cette saillie du calcaire est aujourd'hui presque contournée par les travaux de Boussu et du Grand-Hornu; elle est en outre parfaitement désignée par une série de sondages qui en ont défini les limites. Résulte-t-elle d'un soulèvement qui aurait déterminé une pénétration du terrain houiller par les terrains sous-jacents? N'est-elle qu'une protubérance du rivage calcaire qui, dès le principe, formait un cap dans les eaux houillères? Cette dernière hypothèse nous semble la plus probable. Une pareille pénétration attribuée au soulèvement postérieur du calcaire sous-jacent aurait, en effet, déterminé des perturbations et des ruptures dont les coupes du terrain ne présentent pas les traces. Les couches paraissent contourner assez régulièrement le calcaire comme un cap préexistant, et si elles sont relevées et même très-accidentées vers le contact, elles ne le sont pas plus que sur certains points du littoral houiller.

Ainsi le faisceau des couches de houille, après avoir traversé les territoires belges de Beaudour, d'Hautrages et de Pommerœul sous des morts-terrains dont l'épaisseur a jusqu'à présent arrêté les exploitations, continue sa marche vers la frontière française, traverse cette frontière et s'avance vers l'ouest.

Les coupes du bassin semblent affirmer un fait qui peut encore être considéré comme douteux. Les couches bien connues qui forment les combles du midi, correspondent-elles aux couches fort peu connues qui forment les combles du nord?

S'il en était ainsi, les couches inférieures auraient complétement changé de nature. Ainsi elles sont maigres au nord, à Sirault et Bernissart; tandis que du côté du sud, les couches grasses se rapprochent tellement de la lisière du bassin, qu'elles y forment les dernières couches exploitables.

Ce fait n'est pas isolé, et sur beaucoup de coupes faites ainsi en travers de la zone houillère les affleurements du nord sont beaucoup plus maigres que ceux du midi; les véritables charbons maigres anthraciteux qui existent vers la lisière nord de Charleroi, ne se retrouvent plus sur la lisière du midi, où les dernières couches sont flambantes et même grasses.

En France, les charbons maigres d'Hergnies, de Fresnes et de Vicoigne sont de véritables anthracites qui ne se retrouvent en aucun point de la lisière méridionale.

Nous n'avons qu'une idée bien incomplète des causes qui ont pu déterminer la qualité des houilles. Sans doute, les influences dites métamorphiques ont été, le plus souvent, la cause principale des variations que présentent les qualités; dans les terrains houillers métamorphiques des Alpes, aussi bien que dans les terrains de transition, toute couche de combustible minéral est à l'état d'anthracite. Dans la plupart des bassins, il y a un ordre général de succession géologique de l'anthracite à la houille grasse, puis à la houille maigre à longue flamme; mais lorsqu'une même couche passe progressivement, sur un trajet de quelques kilomètres, de la houille grasse à la houille anthraciteuse, sans que les terrains sous-jacents indiquent aucune cause, aucune explication plausible de cette transformation, nous nous trouvons en présence d'un fait inexplicable.

De Valenciennes à Douai, la zone houillère présente seulement trois étages successifs : les charbons maigres anthraciteux, exploités à Vieux-Condé, Hergnies, Fresnes, Vicoigne; les charbons demi-gras, exploités à Anzin; les charbons gras, exploités à Denain, Lourches et au sud d'Aniche.

Les charbons maigres occupent une large zone sur toute la

lisière septentrionale du bassin. Ainsi, depuis l'axe même de la zone au sud de Vicoigne, jusqu'à la limite nord, toutes les couches reconnues sont maigres. La transition est progressive, depuis le véritable anthracite qui forme les premières veines inférieures, jusqu'aux maigres un peu flambants. Tous ces charbons brillants, difficiles à allumer, ne brûlent qu'en masse et sous l'influence d'un fort tirage ; ils sont plus ou moins décrépitants.

A mesure qu'on s'élève dans la série des couches, les charbons deviennent un peu plus flambants et passent aux demi-gras, la transition étant appréciable d'une couche à la couche supérieure. La stratification reste d'ailleurs concordante entre la zone des maigres et celle des demi-gras.

Les charbons gras se trouvent sur la lisière méridionale du bassin, où ils forment une troisième zone, sans que les couches maigres inférieures affleurent en dessous, ainsi que l'exigerait la symétrie géologique de la stratification.

Cette anomalie est accompagnée d'un accident considérable, parallèle à l'axe longitudinal du bassin, depuis Saint-Saulve et Anzin jusqu'à Denain et Abscon, accident indiqué sur la figure 53 ci-après, sous la dénomination de *Faille au pli* ou *Cran de retour*. C'est une faille qui sépare nettement la zone houillère en deux parties, l'une au nord comprenant les maigres et les demi-gras, l'autre au sud comprenant les charbons gras.

On s'est appuyé sur cet accident pour expliquer la disposition anormale des couches, c'est-à-dire la non-symétrie de la stratification sur les deux lisières littorales du bassin. M. Dormoy a développé cette hypothèse : il a supposé qu'un soulèvement a brisé la zone en deux, suivant son axe longitudinal, surexhaussant une des parties fracturées de manière à former une saillie prononcée. Des courants d'eau violents auraient ensuite nivelé le sol et détruit par érosion la partie saillante du terrain, c'est-à-dire la moitié du bassin houiller ; de telle sorte que les houilles grasses supérieures seraient restées isolées sur la lisière méridionale de la zone. Cette hypothèse nous paraît mettre en mouvement des phénomènes bien considérables ; il faudrait admettre un soulève-

ment d'au moins 1 000 mètres sur plus de 30 kilomètres de longueur et le nivellement par les eaux de toute la partie soulevée, c'est-à-dire d'une véritable chaîne de montagnes qui aurait disparu pour faire place aux dépôts crétacés. Dans notre opinion, il n'est pas nécessaire d'invoquer de pareilles perturbations, et la structure du bassin peut être expliquée par des considérations beaucoup plus simples et plus probables.

Les étages successifs qui ont rempli un bassin houiller, présentent ordinairement à leur base des grès stériles dont l'épaisseur plus ou moins grande atteste les mouvements du sol et les débâcles des eaux sédimentaires qui se sont produites pendant la période houillère. Les mouvements subis par le sol des bassins houillers ont, en général, altéré la concentricité des dépôts ; dans beaucoup de cas, l'axe de ces dépôts a été déplacé ; les étages les plus récents, s'éloignant d'un littoral, ont couvert de leurs stratifications transgressives les affleurements des étages qui avaient été précédemment déposés sur le littoral.

Le déplacement de l'axe du bassin suffit dans ce cas pour expliquer la disposition des houilles grasses vers le littoral sud de la zone houillère du Nord. Ce déplacement est un fait constaté dans d'autres bassins, notamment dans celui de la Loire. Il est d'ailleurs à remarquer que la faille, sur laquelle se base l'hypothèse de la dénudation, n'existe pas à Mons, où les houilles grasses sont également en stratifications transgressives et touchent le littoral méridional de la zone.

La partie de la zone houillère comprise, d'une part, entre le promontoire du calcaire carbonifère de Quiévrain et, d'autre part, l'étranglement avec changement de direction qui se prononce à Douai, constitue en quelque sorte un bassin spécial, qui est notre *bassin du Nord*. Dans ce bassin, la disposition et la nature des couches de houille présentent des caractères presque constants.

Sur la lisière septentrionale, les combles nord sont d'abord représentés par une large zone de grès stériles, à laquelle succède la zone des houilles maigres anthraciteuses.

La zone des grès et schistes contenant les houilles maigres anthraciteuses affleure sur plusieurs kilomètres de largeur. La stratification y est assez régulièrement inclinée de 30 degrés vers le sud, et les diverses couches imbriquées se succèdent à la surface, à mesure qu'on s'avance de la lisière nord vers l'axe du bassin.

Le faisceau des houilles maigres suit le littoral du bassin jusqu'en Belgique, où il a été reconnu par les fosses de Beaudour, Sirault et Bernissart ; il est surtout développé dans une sorte de golfe où se trouvent les exploitations de Fresnes et de Vieux-Condé, puis reprend sa marche normale vers Vicoigne, où il est activement exploité. Plus à l'ouest, ce faisceau a été reconnu par quelques travaux ouverts sur les territoires d'Hasnon et de Marchiennes ; il se prolonge probablement dans la partie septentrionale de la concession d'Aniche, où il n'a pas encore été recherché.

Le faisceau des couches maigres exploité à Vicoigne comprend quinze veines principales, dont les épaisseurs réunies représentent 9^{m},75, répartis dans une zone de terrain de 1 300 mètres de largeur à la surface. En réalité, la richesse du terrain est plus considérable, puisqu'il n'est pas tenu compte des veiniats, dont quelques-uns seront exploitables, et que d'autre part certaines veines recoupées en cran pourront, par des travaux ultérieurs, être retrouvées en allure normale.

L'axe central du bassin du Nord est marqué par le faisceau des houilles *demi-grasses*, appelées aussi *houilles dures*.

Le faisceau de ces couches paraît le plus riche, car il comprend au moins vingt-quatre couches distinctes. Il est exploité par les fosses Thiers, Chauffour, Saint-Louis, Réussite, Casimir-Périer, Haveluy. En sortant des concessions d'Anzin et Denain, il pénètre dans celle d'Aniche, où il présente une régularité remarquable, et se prolonge sur le territoire de l'Escarpelle.

De la fosse Thiers jusqu'à la fosse Casimir-Périer, c'est-à-dire sur une longueur de 30 kilomètres, le faisceau des houilles demi-grasses est limité, ainsi qu'il a été dit, par la grande faille, dite *Faille au pli* ou *Cran de retour*. Au sud de cette faille commence

le faisceau des houilles grasses, de telle sorte que toutes les coupes transversales faites sur cette longueur présentent une disposition analogue à celle qui est indiquée par une coupe passant dans la région centrale d'Haveluy (fig. 53).

Pour placer les fosses d'Haveluy, on fit exécuter trois sondages, dont les positions sont indiquées. La coupe des terrains fut ensuite établie d'après les travaux exécutés dans les mines situées à l'est et à l'ouest. Ainsi on mit en place la *Faille au pli*, ou *Cran de retour*, qui sépare le faisceau des *houilles grasses* du faisceau des *houilles demi-grasses*. Cette faille a déterminé un *rejet* considérable, qui amène les *combles du nord* formés par un *pendage régulier* des houilles demi-grasses et des houilles maigres, vis-à-vis les *allures repliées* du faisceau des houilles grasses qui forment les *combles du midi*.

La faille au pli qui jette cette incertitude sur l'allure générale des couches se perd près de la concession d'Aniche, de telle sorte que les questions posées par la structure du bassin de Quiévrain à Somain, peuvent trouver quelques éléments de solution dans les travaux poursuivis entre Denain et Douai.

Les couches supérieures du bassin d'Aniche sont les plus grasses, et forment, au sud, un faisceau ployé sous forme de V, qui a été exploité par les premiers puits de cette concession. Les couches reconnues au sud, vers le contact du calcaire carbonifère, dans la concession d'Azincourt, sont encore des houilles grasses à courte flamme.

Les couches de houille sèche et flambante, dans lesquelles les travaux actuels des fosses d'Aniche sont principalement développés, sur une longueur de 5 kilomètres, paraissent devoir se raccorder en profondeur aux couches grasses à courte flamme, en décrivant une courbe qui semble rejoindre les allures du faisceau des houilles grasses de l'ancien faisceau du sud. Il y aurait donc une modification progressive de la qualité dans les mêmes couches, cette qualité comportant en moyenne 14 pour 100 de matières volatiles pour les couches du nord et 20 pour 100 pour celles du sud.

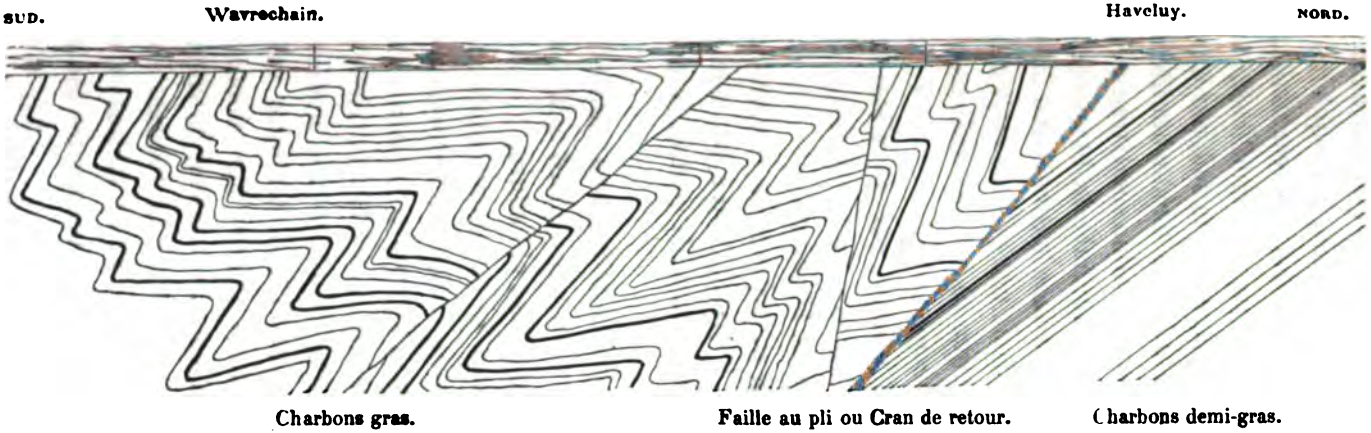


Fig. 53. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DU NORD, PASSANT PAR WAVRECHAIN ET HAVELUY.

Cette coupe indique au sud les couches de houille grasse, au nombre de vingt, ployées, comprimées et accidentées par deux failles. La faille principale, dite *Faille au pli* ou *Cran de retour*, met en regard de ce faisceau celui des houilles demi-grasses, évidemment inférieures. Ce faisceau des houilles demi-grasses comprend de vingt-cinq à trente couches dont les allures, régulièrement inclinées en sens inverse, appartiennent aux combles du nord. Plus au nord, après une lacune stérile, se développe le faisceau des houilles maigres.

La coupe, à l'échelle de 1/20 000, embrasse une largeur d'environ 4 kilomètres. Les allures à ploiements multiples, indiquées au sud, marquent la limite du bassin houiller et se continuent par des lignes analogues sur tout le littoral; ces allures à plis multipliés et même renversés forment *les combles du midi* sur tout le littoral. Les combles du nord ont une allure plus simple et sont formés, dans tout le département du Nord, par un seul pendage. En continuant la coupe vers le nord, au delà du faisceau des charbons demi-gras, les allures restent simples et montrent d'abord une zone puissante de grès et schistes stériles, puis l'étage des houilles maigres, qui comprend, comme les deux étages supérieurs, une vingtaine de couches, ces couches étant toutes composées de houille maigre ou même anthraciteuse.

Quant aux houilles maigres, on admet qu'elles existent en profondeur, au-dessous des houilles sèches, mais qu'elles viennent butter, sans affleurer, contre le calcaire carbonifère. En d'autres termes, les étages supérieurs des houilles grasses et demi-grasses auraient été déposés plus vers le sud, par un de ces déplacements de l'axe du bassin dont les dépôts houillers nous présentent tant d'exemples ; leur stratification serait transgressive.

Lorsque nous voyons la structure normale du bassin exprimée d'une manière si simple et si précise dans la concession d'Aniche, ne sommes-nous pas en droit de conclure qu'il en était de même à Anzin, à Mons, à Charleroi, et que ce sont les failles qui nous empêchent d'y reconnaître les mêmes traits ?

La concession d'Aniche, qui occupe, sur 14 kilomètres, la longueur du bassin, présente d'ailleurs un bel exemple des allures régulières des divers faisceaux houillers.

L'épaisseur des morts-terrains superposés au terrain houiller est de 125 mètres (minimum) à Tràisnel ; 160 à 180 mètres aux autres puits foncés dans la concession ; 231 mètres (maximum) au puits Sainte-Marie.

L'existence du faisceau des houilles maigres au nord est à peu près certaine, mais ce faisceau n'est pas exploré et il n'est pas encore possible d'en préciser la richesse et l'allure.

En 1852 furent ouverts à l'ouest de la concession d'Aniche et près de Douai les travaux des fosses Gayant et Notre-Dame, qui exploitent actuellement un faisceau de quinze couches de houille grasse à courte flamme, contenant 20 pour 100 de matières volatiles. Plus au sud, la fosse Dechy a trouvé des houilles encore plus grasses, contenant 22 pour 100 de matières volatiles. Ce faisceau de Douai, actuellement exploré sur 4000 mètres de direction, peut être considéré comme composé de vingt couches, représentant une puissance totale de 11 mètres, compris dans une zone horizontale de 1 100 à 1 200 mètres. C'est en moyenne une couche de $0^{m},55$ de puissance par 60 mètres de terrain houiller.

L'ensemble des travaux d'Aniche laisse encore inexplorés en-

viron 6 kilomètres en direction. Les travaux n'atteignent que des profondeurs de 250 à 300 mètres, profondeurs peu considérables relativement à l'épaisseur du terrain houiller.

Le bassin du Pas-de-Calais, qui forme l'extrémité occidentale de la zone houillère du Nord, n'a été reconnu que vers 1842. Plusieurs recherches avaient été, il est vrai, entreprises pour découvrir le prolongement de la zone houillère au delà de Douai ; mais ces recherches placées sur la direction normale des couches d'Aniche, c'est-à-dire dans la direction d'Arras, n'avaient jamais trouvé au-dessous de la craie et des grès verts que des terrains dévoniens négatifs. Ces insuccès, rapprochés des résultats très-médiocres qu'avait donnés jusqu'à la même époque, l'exploitation du premier faisceau de couches de houille reconnu sur le territoire d'Aniche, avaient conduit à cette conclusion, que suivant toute probabilité ce faisceau de couches peu puissantes et accidentées marquait la fin du terrain houiller productif.

Les découvertes obtenues depuis au nord d'Aniche et auprès de Douai, auraient évidemment amené des conclusions toutes différentes et déterminé des travaux sur la direction infléchie que prend la zone houillère à l'ouest de Douai. Mais dès l'année 1841, un sondage entrepris dans la propriété de Mme de Clercq, à Oignies, à l'effet de rechercher des eaux artésiennes, rencontra, vers 140 mètres de profondeur, des schistes analogues aux schistes houillers. Ce fut un trait de lumière, et le sondage, changeant aussitôt de but, fut poussé jusqu'à la profondeur de 400 mètres, de manière à constater l'existence du terrain houiller contenant une série de couches de houille. Plusieurs autres sondages furent entrepris aux environs, notamment ceux de Nœux en 1845; ils se multiplièrent, amenèrent le fonçage des puits et la constitution successive des concessions.

Pendant que l'on opérait au delà de Dourges, la conséquence du premier sondage était interprétée et mise à profit en deça, et ce fut à l'Escarpelle, près de Douai, que la première fosse fut établie sur le prolongement de la zone houillère. Les sondages, les puits

se multiplièrent chaque année; les concessions de Dourges, de Nœux, de Courrières, de Lens, de Bully, etc., succédèrent à celle de l'Escarpelle, et en dix années, c'est-à-dire vers 1855, le bassin du Pas-de-Calais était entièrement délimité.

Malgré la vive impulsion donnée aux travaux souterrains du Pas-de-Calais, on ne peut pas encore tracer sur la carte l'allure des couches et des accidents, d'autant plus que ces accidents paraissent avoir déterminé des perturbations considérables dans les allures normales. Les exploitations sont trop nouvelles pour qu'on ait pu encore y tracer des coupes définissant les allures des couches de houille dans toute la largeur du bassin.

La puissance des couches exploitées varie de 0m,50 à 1m,20, la moyenne paraissant se rapprocher de 0m,80. Dans la fosse n° 2 de Lens, la veine Beaumont atteint une puissance de 2m,20.

La profondeur moyenne des travaux d'exploitation est de 150 à 250 mètres. Par exception, quelques puits ont atteint déjà une assez grande profondeur; à Ferfay, par exemple, on est descendu jusqu'à près de 500 mètres.

Lorsque le bassin du Pas-de-Calais fut découvert, on exploitait depuis longtemps, dans le Boulonnais, les houillères d'Hardinghen. Ces exploitations, ouvertes sur un soulèvement du terrain houiller et des calcaires carbonifères à travers les terrains jurassiques et crétacés, n'ont pas d'importance notable par leur production, mais les faits géologiques mis en évidence par leurs travaux en ont une fort grande. On en jugera par les deux coupes ci-jointes que nous devons à M. de Milly, qui a dirigé ces mines pendant longtemps.

La coupe A montre l'affleurement du terrain houiller et les anciennes exploitations d'Hardinghen situées dans un étage compris entre deux étages de calcaires carbonifères : un calcaire carbonifère *supérieur* teinté en gris clair et un calcaire carbonifère *inférieur* teinté en gris foncé. L'affleurement du terrain houiller se trouve à l'est, à la naissance des calcaires carbonifères supérieurs qui, vers l'ouest, se développent en largeur et en puissance,

ainsi que l'indique la coupe B ; l'ennoyage qui plonge ces terrains sous les dépôts jurassiques suit en effet la direction est-ouest.

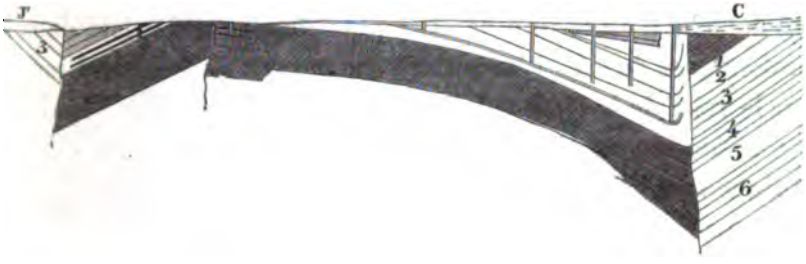


Fig. 54. — COUPE A DU TERRAIN HOUILLER DU BOULONNAIS, PAR LES ANCIENNES FOSSES D'HARDINGHEN.

La coupe B met cette disposition en évidence ; elle est prise, du côté de l'ouest, à 1 200 mètres environ de la précédente et montre les travaux de Fiennes en voie de développement au-dessous des calcaires carbonifères supérieurs.

Sur ces deux coupes, les terrains dévoniens existant au-dessous des calcaires carbonifères inférieurs, sont marqués : (1) dolomies ; (2) grès blancs du Condros ; (3) schistes rouges du Condros ; (4) calcaires dévoniens ; (5) dolomies inférieures ; (6) schistes et calcaires noirs de Blacourt.

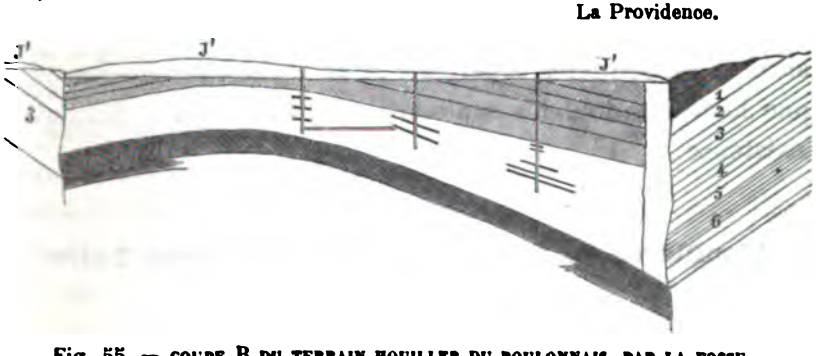


Fig. 55. — COUPE B DU TERRAIN HOUILLER DU BOULONNAIS, PAR LA FOSSE DE LA PROVIDENCE.

Les terrains supérieurs aux terrains houillers sont : le terrain jurassique (J') ; le terrain crétacé inférieur (C).

La fosse la plus profonde, celle de la Providence, a recoupé trois couches ; sa profondeur est de 420 mètres.

Ces coupes démontrent que le lambeau de terrain houiller soulevé jusqu'au jour a été isolé par deux failles parallèles à la direction et distantes d'environ 1 500 mètres. Ce fragment a donc été détaché d'un terrain houiller plus étendu, qui existe dans les profondeurs du sol. L'amplitude du mouvement vertical mesuré par le rejet de la faille est d'environ 500 mètres, plus l'épaisseur inconnue des calcaires carbonifères inférieurs dont la coupe B indique seulement la partie supérieure. On peut évaluer approximativement ce rejet à 600 mètres.

Il est bien probable que ce lambeau de terrain houiller et carbonifère se relie souterrainement au bassin du Pas-de-Calais; il se trouve, en effet, sur le prolongement de la direction générale des couches de Douai à Béthune. Les derniers travaux de cette direction générale ont été arrêtés, non par une terminaison naturelle du bassin, mais par des accidents et des bouleversements; de telle sorte que l'intervalle inconnu qui sépare Auchy d'Hardinghen, doit contenir les fragments de la continuité probable.

Beaucoup d'exploitations du Pas-de-Calais ont touché en profondeur le calcaire carbonifère. Les fosses de Meurchin et d'Anneulin ont été envahies par les eaux qu'elles y ont rencontrées. Malgré cet obstacle, qui peut être surmonté par de puissantes machines d'exhaure, il est aujourd'hui logique de traverser les calcaires carbonifères supérieurs et de rechercher au-dessous la zone houillère dont les exploitations d'Hardinghen démontrent l'existence.

Houillères de l'Ouest; bassin de la basse Loire.

Les terrains houillers superposés aux terrains granitiques et de transition qui forment le massif de la Bretagne, de la haute Normandie et de la Vendée, sont loin d'être en rapport avec l'étendue de ce support naturel. Aucune autre partie de la France ne paraît cependant mieux disposée pour recevoir les dépôts houillers; la série des terrains siluriens et dévoniens y est complète, et

il semble que les terrains houillers devraient être là plutôt que partout ailleurs, terminant cette série géologique.

On peut d'abord citer comme précurseur du terrain houiller quelques parties du terrain dévonien qui, dans la Sarthe et la Mayenne, contiennent des couches d'anthracite.

Les géologues se sont beaucoup occupés de ces anthracites, parce que leurs conditions de gisement démontrent que des bassins carbonifères ont existé avant la période houillère.

Ainsi on exploite à Sablé une couche d'anthracite de 0m,60 à 0m,80 de puissance, inclinée à 45 degrés et se prolongeant normalement sous les calcaires carbonifères.

Plus loin, à la Bazouge, on exploite plusieurs couches d'anthracite un peu plus bitumineux, qui sont également très-inclinées et dont l'allure est en chapelet; dans les renflements, ces couches atteignent 8 et 10 mètres d'épaisseur; ces couches ont été reconnues par M. Triger comme positivement supérieures à ce même calcaire carbonifère. Il y a donc sur ce point, dans le dévonien supérieur, au moins deux étages de couches combustibles séparés par un long intervalle de dépôts arénacés et calcaires.

Les terrains anthraciteux de la Sarthe et de la Mayenne forment des zones étroites qui ont été suivies sur des longueurs considérables et dont les stratifications fortement inclinées, ont été recouvertes en plusieurs points, par de véritables dépôts houillers.

Si donc les dépôts houillers étaient, ainsi que l'ont prétendu quelques géologues, un terrain comparable à tous ceux qui l'ont précédé, ils devaient trouver là les conditions les plus favorables à leur développement. Il n'en est pas ainsi, et la période houillère n'est représentée que par quelques lacs clair-semés et circonscrits, parmi lesquels deux seulement méritent d'être cités : le bassin de la basse Loire et celui de la Vendée. Ce développement restreint et sporadique, alors que le terrain houiller devait naturellement succéder à la formation de transition supérieure, démontre que ce terrain résulte bien, ainsi que nous l'avons dit, de dépôts exceptionnels produits en dehors des grandes masses d'eau pendant une longue période de repos.

Le bassin houiller de la *basse Loire* forme une zone de 500 à 1 200 mètres de largeur, qui n'a pas moins de 100 kilomètres de longueur, depuis Doué jusqu'au delà de Nort. Les parties les plus larges sont en même temps celles où les couches de houille sont nombreuses et plus puissantes, et par conséquent celles où les exploitations ont pu se développer. En suivant le bassin de l'est à l'ouest, on trouve :

Doué-Lafontaine : la zone houillère y est pauvre et rétrécie ; les travaux sont abandonnés.

Saint-Georges-Châtelaison : la zone houillère y est large et sur plusieurs points les ploiements du terrain y forment une série de V accolés. L'allure des couches y est irrégulière et en chapelets, de sorte que les extractions n'y ont guère dépassé 6 à 8000 tonnes par année. La qualité du charbon y est variable depuis l'anthracite jusqu'au demi-gras.

Saint-Lambert : le terrain houiller soulevé par les porphyres y est comprimé en deux V ou bassins distincts : celui du nord contient des couches minces, mais régulières, de charbon gras ; celui du sud contient des couches puissantes, mais irrégulières, d'anthracite. Ces anthracites forment une série de lentilles, dont l'une, à la mine Beaulieu, est exploitée sur 600 mètres de direction et atteint jusqu'à 20 mètres de puissance.

Les mines de Chaudefonds et de Layon et Loire font suite sur une direction d'environ 10 kilomètres. La première ne présente que des parties resserrées et accidentées ; mais les mines de Layon et Loire sont, au contraire, l'objet de travaux actifs qui ont atteint des profondeurs de 200 et 300 mètres. Un système de couches, dit *du Bocage*, a été très-remarquable sur ce point, par les grandes masses de charbon qui ont été trouvées, réparties en trois couches suivies sur 1 kilomètre de direction.

Les mines de Chalonnes, qui occupent la partie moyenne et la plus développée du bassin de la basse Loire et dont les travaux ont été poussés à 300 et 500 mètres, ont permis d'apprécier dans tous leurs détails les allures qu'affectent les couches de houille.

La coupe détaillée faite par M. Fagès, et dont la figure 56 est

une réduction, met en évidence les caractères spéciaux de ces allures en même temps que les conditions de richesse maximum du bassin.

Les charbons, lorsqu'ils sont à peu près réglés, sont de véritables demi-gras. Leur composition confirme le caractère houiller du bassin de la basse Loire, que l'on avait autrefois supposé appartenir au terrain dévonien.

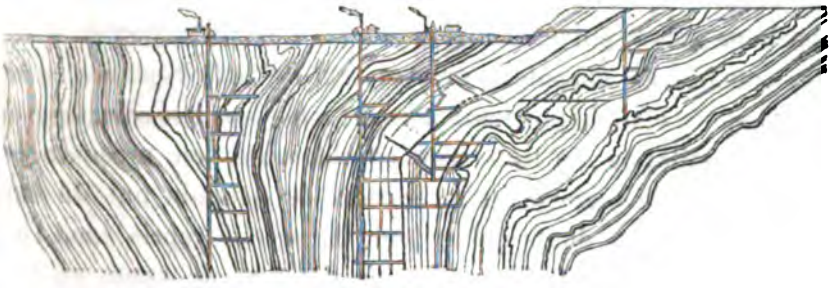


Fig. 56. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE LA BASSE LOIRE, A CHALONNES.

D'après cette coupe, le bassin comprendrait environ quatorze couches, dont les pendages nord et sud doivent se raccorder à une plus grande profondeur.

A Saint-Georges-sur-Loire et Saint-Germain-des-Prés, divers travaux entrepris n'ont pas encore retrouvé la suite des couches ; ces travaux se poursuivent et ne peuvent guère manquer de conduire à un résultat favorable, puisqu'on retrouve cette suite à Montjean, dans la direction de l'ouest. Les mines de Montjean ont eu de belles périodes d'exploitation sur les pendages sud. Ces exploitations, interrompues par des inondations, sont actuellement rétablies vers l'axe du bassin. Dans cette concession, qui comprend environ 6 kilomètres de direction, la zone houillère fait un coude vers le sud, en se dirigeant sur Ingrande, puis elle reprend sa direction normale.

Les concessions de Montrelais et de Mouzeil occupent 30 kilomètres de la direction de la zone qui, dans ce parcours, subit divers accidents. Sur plusieurs points le ploiement est double et présente deux bassins ou fonds de bateau distincts, séparés par le

soulèvement des terrains inférieurs. Les travaux, très-anciens et très-étendus, ont constaté que toutes les veines du sud étaient en charbons maigres, tandis que les combles du nord étaient en charbons gras, propres à la forge.

Les concessions des Touches et de Languin terminent cette zone, dont elles occupent encore 19 kilomètres, sans que l'on en connaisse réellement la limite occidentale. Ces concessions ont été l'objet de travaux importants. A Languin on exploitait des charbons gras et pulvérulents, appliqués à la fabrication du coke. Les couches en chapelets présentaient de belles parties, dont la puissance était de plusieurs mètres; mais leur irrégularité grevait l'exploitation de frais trop considérables en présence de la concurrence anglaise, et les travaux de Languin ont dû être abandonnés. Nul doute qu'un jour ils seront repris sous l'influence de l'augmentation croissante des prix de vente en Angleterre.

Le parcours rapide que nous venons de faire permet d'apprécier les conditions générales du bassin de la basse Loire. Nous y voyons sur plus de 100 kilomètres de longueur un dépôt puissant, contenant une série de couches de houille dont le nombre s'élève, dans le centre, à quatorze et dont la puissance varie de quelques décimètres à plus de 10 mètres dans les renflements.

La compression violente que cette zone a subie, a ployé les couches en V; quelquefois en une série de V, accolés ou séparés. C'est évidemment cette compression qui a modifié la stratification autrefois régulière des couches, en leur imprimant l'allure en chapelets, c'est-à-dire en série d'amas amygdalins, interrompus par des crains ou par des brouillages. La compression a été telle, que sur certains points, à Languin, par exemple, la houille est complétement réduite à l'état pulvérulent.

Ces accidents ne sont pas les seuls qui aient modifié les dépôts houillers. Des actions métamorphiques ont transformé une partie des dépôts schisteux qui accompagnent les couches de houille en une roche feldspathique, dite *pierre carrée*, roche dure et

difficile à percer et qui, sous le rapport minéralogique, rappelle les caractères des roches dites *cornéennes*, dans la chaîne de Tarare. Les actions métamorphiques qui ont transformé les schistes en pierre carrée, sont probablement les mêmes qui ont modifié la composition des houilles en les transformant en anthracites sur une grande partie de leur étendue.

En résumé, le bassin de la basse Loire représente, sur une échelle très-réduite, des phénomènes comparables à ceux qui ont formé le bassin de la Belgique et du Nord de la France. Ce sont des dépôts accumulés dans une vallée longue et très-étroite, où les eaux formaient un véritable lac isolé de la mer.

Bassin de la Vendée.

Les contrées de l'ouest peuvent trouver encore des ressources précieuses dans le bassin houiller de la Vendée. Ce bassin, étroit et allongé, est parfaitement caractérisé comme appartenant à la période houillère.

Le bassin de la Vendée se présente sous la forme d'une zone d'environ 1 kilomètre de largeur moyenne, formée de couches fortement inclinées et appuyées contre le terrain primitif. Cette zone commence au sud, par les mines de Saint-Laurs et de Faymoreau, puis se continue en longeant la forêt de Vouvant jusqu'au delà des mines d'Épagne sur une longueur de 20 kilomètres. Au delà de Vouvant, la zone houillère se perd sous les calcaires jurassiques.

Les calcaires jurassiques forment eux-mêmes une zone qui suit la même direction que les couches houillères, et qui est encaissée par les mêmes schistes de transition. Cette seconde zone, superposée à la première, est plus large et la recouvre entièrement; elle continue le bassin, qui se ferme complétement à 10 kilomètres de la ligne de superposition. On resterait donc dans une complète incertitude sur l'importance de la continuité souterraine du terrain houiller, si ce terrain ne reparaissait au jour sur une longueur de plus de 10 kilomètres, près de Chan-

tonnay. L'affleurement n'a que quelques centaines de mètres de largeur, mais il plonge visiblement sous les calcaires jurassiques, et déjà le terrain houiller a été retrouvé, par plusieurs travaux de recherche, à des distances notables de la ligne de superposition.

En reliant le terrain houiller de Chantonnay à celui de Vouvant, on est conduit à admettre que l'importance de la partie *souterraine* du bassin de la Vendée est au moins égale à celle de la partie *découverte*. Ce bassin représenterait ainsi une même dépression comblée à deux époques géologiques différentes. Les reliefs qui encaissaient cette longue dépression sont aujourd'hui en grande partie effacés, mais la précision des lignes géologiques supplée à leur absence.

Le bassin de Vouvant et Faymoreau avait été d'abord considéré comme présentant, sur ses deux lisières, deux pendages opposés, réunis en profondeur par un fond de bateau, tandis que les travaux souterrains ont mis en évidence une disposition différente. Les couches ont toutes leur pendage dans le même sens, au nord. Les inclinaisons deviennent de plus en plus fortes à mesure qu'on marche du sud au nord, de telle sorte que les couches supérieures sont presque verticales et appliquées contre le relèvement schisteux qui forme l'encaissement.

La base du terrain houiller est formée par des assises très-puissantes de grès et de poudingues stériles, plongeant au nord sous un angle de 35 à 50 degrés. Cette partie stérile a au moins 600 mètres d'épaisseur; elle est surmontée d'alternances de grès fins et d'argile schisteuse, contenant trois systèmes de couches de houille. Le puits du sud d'Épagne a été ouvert sur la couche principale du système inférieur, plongeant de 60 degrés au nord; le puits du nord a été ouvert sur le système moyen qui a la même inclinaison, et les puits des Moteries sont placés sur le système supérieur, dont les couches, inclinées de 80 degrés, plongent sous les schistes de transition qui les surplombent. Une coupe faite par le village de Puy-de-Serre, vers Faymoreau, présente la même disposition; de telle sorte que la non-exis-

tence d'un fond de bateau est démontrée non-seulement par les inclinaisons qui sont toutes au nord, mais encore parce que, si cette allure existait, les poudingues inférieurs, qui forment plus de la moitié des dépôts, devraient nécessairement reparaître sur la lisière opposée.

Le petit bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour, près de Laval, présente un double intérêt. Il n'a pas plus de 200 hectares, mais produit quelques milliers de tonnes de houille qui ont une certaine importance dans un pays aussi dépourvu que nos départements de l'Ouest; sous le rapport géologique, il établit une différence complète entre le véritable terrain houiller et les grès et schistes de transition avec couches d'anthracite exploités dans la Mayenne, auxquels il est superposé. Il existe dans le bassin de Saint-Pierre-la-Cour plusieurs petites couches de houille de 0^{m},50 à 0^{m},60 de puissance.

Mentionnons enfin, comme bassins de l'Ouest, les terrains houillers de Littry et du Plessis. Le plus important, celui de Littry, près de Bayeux, contient une couche de houille de 1^{m},30 d'épaisseur et de bonne qualité, qui a donné lieu autrefois à des extractions notables; elle a été exploitée sur une longueur de plus de 1 500 mètres et une largeur de 300.

Ces terrains houillers sont recouverts par les grès du trias; ne peut-on pas espérer que sur le littoral du massif des terrains anciens, recouvert par les terrains du trias et par les terrains jurassiques, on trouvera un jour d'autres dépôts houillers dont les lambeaux du Plessis et de Littry semblent indiquer et jalonner l'existence?

La direction du Bocage vendéen se continue d'une manière évidente sur la lisière occidentale du plateau central, et sur cette lisière se trouve encore un bassin de grès bigarré, dont la petite ville de Brives occupe à peu près le centre, et autour duquel on reconnaît un grand nombre d'affleurements houillers. Juillac, Donzenac, Alassac, Ceyrat, Brives et Lanteuil, sont des points qui paraissent marquer les limites d'un même bassin houiller, en

grande partie recouvert par les grès bigarrés. Ce bassin de la Corrèze, qui appartient au groupe du Centre, semble venir, par sa position géographique, à l'appui de l'hypothèse d'une certaine continuité souterraine du terrain houiller qui se prolongerait jusque sur les pentes occidentales du plateau central.

Zone des bassins du Centre.

La carte géologique indique, à la surface du plateau central, de nombreux bassins houillers qui constituent la zone du Centre et parmi lesquels ceux de Saône-et-Loire, de l'Allier et de la Loire sont les plus remarquables par leur étendue et leur richesse. Ces bassins principaux sont accompagnés d'un grand nombre de plus petits, d'une importance secondaire pour la production, mais dont l'ensemble constitue une ressource d'autant plus importante, que leur dissémination est une circonstance favorable à la diffusion de leurs produits.

Bien souvent on a cité les bassins houillers du Centre pour leur richesse inépuisable, pour le bon marché de l'extraction, et cela était vrai tant que les extractions se bornaient aux consommations locales. On y trouvait sur beaucoup de points des couches de 10, 15 et 20 mètres d'épaisseur, dont les affleurements, exploités à ciel ouvert, semblaient représenter des sources inépuisables; ceux qui ont vu, il y a vingt-cinq ou trente ans, les carrières ouvertes dans les grandes couches de Commentry, de Bezenet, de Lucy près Blanzy, du Breuil près Firminy, de Lavernade, etc.. ont certainement éprouvé cette impression qui résulte de la vue des grandes masses.

Aujourd'hui ces grandes masses ont presque partout disparu, emportées par les exploitations, et l'on a dû poursuivre par travaux souterrains les couches dont les affleurements avaient été ainsi enlevés. Alors ont cessé d'exister les conditions économiques d'extraction. Il faut maintenant remplacer tous les charbons enlevés, par des remblais soigneusement tassés ou dis-

posés en murailles, condition qui a transformé les prix de revient. Mais si ces grandes couches n'apparaissent plus comme des témoignages du bon marché de la houille, elles peuvent du moins être considérées comme une grande richesse et comme une promesse de sécurité pour les extractions de l'avenir.

Sous ce rapport, il faut encore distinguer : les couches puissantes ne présentent pas toujours la continuité désirable. Lors même qu'elles sont continues, il peut arriver qu'elles appartiennent à un étage supérieur et que leur plan n'occupe dans le bassin houiller qu'un espace restreint. Il est donc nécessaire d'étudier un bassin dans tous ses détails d'étendue et d'allure des couches, lorsqu'on veut en apprécier la richesse.

Les grandes couches sont sujettes à des étranglements et des renflements qui semblent résulter, dans beaucoup de cas, de ce que la houille encore molle et malléable, soumise, par les soulèvements latéraux du sol, à des compressions inégales, avait été ainsi réduite ou supprimée sur certains points, tandis que sur d'autres elle avait pu être refoulée et accumulée en amas d'une grande épaisseur. On a expliqué ainsi des irrégularités de stratification et d'allure qui, au premier abord, semblent inconciliables avec le mode de formation que l'on admet généralement pour les couches de houille.

Ces études, purement théoriques en apparence, ont leur utilité pratique dans les mines ; elles permettent de diriger les recherches et de retrouver les fragments d'une même couche, isolés par les accidents postérieurs. Nous ne sortirons donc pas de la voie que nous nous sommes tracée, en cherchant à définir dans tous leurs détails quelques gîtes houillers importants de nos bassins du Centre.

Bassins de l'Allier.

Parmi les petits bassins houillers disséminés à la surface du plateau central, il n'en est qu'un petit nombre qui présentent un intérêt industriel ou géologique. Partout où le terrain houiller

est pauvre ou stérile, ce n'est plus qu'une formation arénacée, supérieure à la série des formations de transition. Un bassin houiller n'a une importance réelle que dans le cas où les couches de houille sont assez puissantes et assez étendues pour qu'il puisse figurer, ne fût-ce qu'à un rang secondaire, parmi ceux qui fournissent la houille à l'industrie du pays.

L'importance relative des taches houillères marquées sur la carte géologique, ne doit donc pas s'apprécier d'après leurs dimensions; nous en trouverons une preuve dans les bassins de l'Allier, qui forment sur le versant nord du plateau central un groupe nombreux. Parmi ces bassins il en est deux seulement, le bassin de Commentry et celui de Doyet, qui figurent pour des chiffres importants dans la production; les autres, le bassin de la Queune, celui de Buxières-la-Grue, ceux de la vallée de l'Aunance, dont l'ensemble occupe une surface au moins égale, ne sont mentionnés dans les extractions que pour des chiffres insignifiants.

Au point de vue géologique, les terrains houillers qui ont rempli ces bassins, riches ou pauvres en couches de houille, datent de la même époque et sont composés des mêmes roches. A la base, des brèches et poudingues formés aux dépens des terrains granitiques encaissants, puis des grès plus ou moins grossiers et des alternances de psammites et de schistes; à la partie supérieure, des schistes quelquefois bitumineux; les couches de houille seules différencient ces dépôts.

Le bassin de *Commentry* est placé en tête de la production des bassins de l'Allier. On y exploite de temps immémorial une belle couche de 10 à 25 mètres, dont l'épaisseur moyenne peut être évaluée à 14 mètres.

La couche de Commentry est remarquable par la régularité qu'elle conserve sur une grande étendue. Le champ d'exploitation embrasse, en effet, une surface d'environ 1 500 mètres en direction sur 1 000 mètres, suivant l'inclinaison. L'allure, sur cette étendue, est celle d'un demi-bassin circulaire, dont le diamètre, en aval pendage, est précipité en profondeur par une série de

failles qui n'ont pas encore été complétement franchies par les travaux souterrains.

Cette allure est définie par la coupe transversale figure 55, à l'échelle d'un dix-millième.

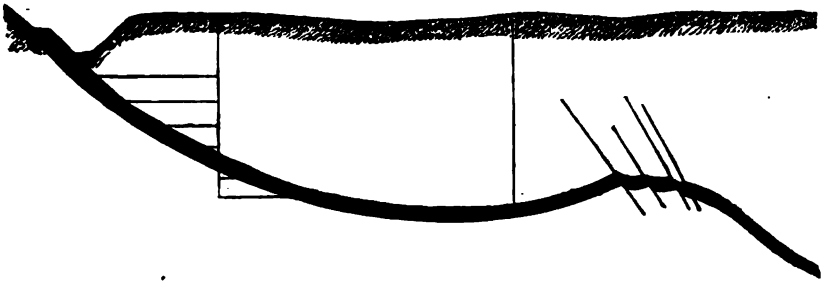


Fig. 55. — COUPE TRANSVERSALE DE LA GRANDE COUCHE DE COMMENTRY.

On voit, d'après cette coupe, que la couche se présente dans des conditions d'allure telles qu'on ne connaît encore qu'une partie de son développement; le prolongement qui doit exister dans les profondeurs du sol est la réserve de l'avenir. La partie reconnue suffit à une extraction annuelle de 500 000 tonnes, et l'on voit combien était limitée la partie enlevée à ciel ouvert, qui semblait autrefois présenter des ressources si importantes.

Le bassin de *Doyet* vient en seconde ligne dans la série de la région de l'Allier; l'exploitation s'y développe d'une manière remarquable dans les mines de *Bezenet*, dont les gîtes puissants donnent lieu à une production qui dépasse 300 000 tonnes.

La houillère de Bezenet a été ouverte sur une masse de houille, exceptionnelle par sa puissance, et pendant une longue série d'années, jusque vers 1840, elle consistait principalement en une exploitation à ciel ouvert. Lorsque, en 1845, le développement des forges de Commentry nécessita des extractions plus considérables que celles qui pouvaient être obtenues par cette méthode, les travaux de recherche en profondeur furent poussés avec activité, afin de définir le gîte et d'y établir une exploitation par travaux souterrains.

Le gîte de Bezenet peut être considéré comme une série de

couches de houille, très-rapprochées, séparées par des schistes et par des gores charbonneux passant à la houille. En certains points, les schistes venant à s'éliminer, les couches de houille se soudent et forment masse, tandis que, sur d'autres points très-rapprochés, ce sont les schistes qui se développent et se soudent, en éliminant plus ou moins la houille.

Si l'on joint à ces accidents de formation, les accidents postérieurs qui ont soulevé et courbé les stratifications, on arrive à se rendre compte des irrégularités de la couche.

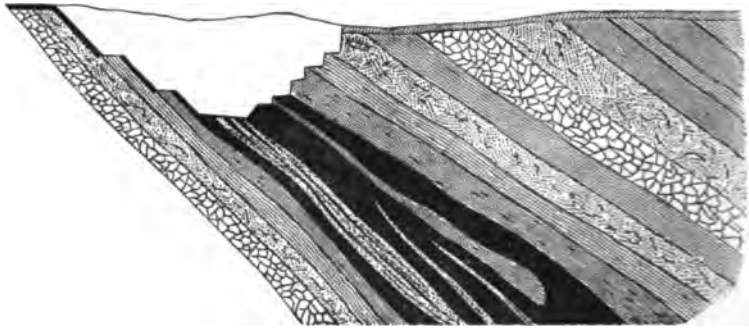


Fig. 57. — COUPE TRANSVERSALE DE LA GRANDE COUCHE DE BEZENET.

La coupe du gîte de Bezenet (fig. 57), tracée par M. Baure, représente la partie de la grande couche autrefois exploitée à ciel ouvert, d'une puissance de 40 à 50 mètres, avec tous les détails de sa composition et de son allure souterraine. L'impression qui en résulte est que les irrégularités de ce gîte houiller doivent être en grande partie attribuées aux conditions mêmes du dépôt. Les enchevêtrements de houille et de roches conservent, en effet, une apparence constante de stratification. Il semble que la houille a été déposée par des actions analogues à celles qui ont déposé les schistes, la houille dominant sur un point, tandis que sur d'autres le schiste se déposait seul et formait, dans l'intérieur même du gîte houiller, des lits interrompus et même des amas stratifiés.

Parmi les autres bassins houillers de l'Allier, on ne peut guère citer que celui de *la Queune*, plus connu par les dénominations de mines de Fins et Noyant, des Gabeliers et du Montet.

Ce bassin est triangulaire; sa base, vers Noyant, a une largeur de 4 kilomètres; cette largeur est réduite à 1 500 mètres à Fins; aux Gabeliers et au Montet, elle n'est que de quelques centaines de mètres. Trois couches de houille ont été reconnues, parmi lesquelles une seule, de 1 à 3 mètres de puissance, a été exploitée à Fins et à Noyant, où elle présentait une allure en chapelet assez accidentée.

La puissance moyenne de la couche aux Gabeliers et au Montet était à peine de $0^m,60$ à $0^m,80$; mais son excellente qualité comme houille grasse, à gaz et à coke, en a longtemps soutenu l'exploitation.

Le bassin de Fins et Noyant, de plus de 10 kilomètres de longueur, se poursuit vers Montmaraut par quelques lambeaux qui suivent la même direction. Cette série, suivie sur plus de 20 kilomètres, démontre qu'il existait là une vallée houillère d'une étendue importante; il n'en reste plus que quelques lambeaux accidentés, dans lesquels les travaux n'ont pas été jusqu'ici rémunérateurs. Il est probable que l'élévation du prix des charbons devra ramener des entreprises plus heureuses. La situation géologique du bassin, dont la base disparaît vers le nord-est sous les dépôts du trias, peut d'ailleurs offrir quelques chances favorables à des travaux de recherche.

Bassin de Saint-Éloi.

Le bassin de Saint-Eloi, près de Montaigut en Combrailles (Puy-de-Dôme), représente une formation houillère déposée dans un bassin elliptique qui a été très-violemment comprimé. Cette compression a déterminé trois plis en selle et autant en fond de bateau, le pli saillant du milieu ayant amené à la surface les couches de houille droites et repliées sur elles-mêmes.

La coupe transversale figure 58 indique les conditions générales des allures reconnues par les travaux.

La compression violente de l'ensemble du bassin a doublé sur elles-mêmes certaines parties des couches et mis en relief, dans

le milieu du bassin, des affleurements puissants et très-apparents exploités par le ciel ouvert de Lavernade. Des travaux souterrains ont été ensuite entrepris sur les dressants du centre et développés de manière à préciser les allures indiquées par la coupe et la richesse houillère, qui se compose de quatre couches principales, dont la puissance varie de 3 à 4 mètres.

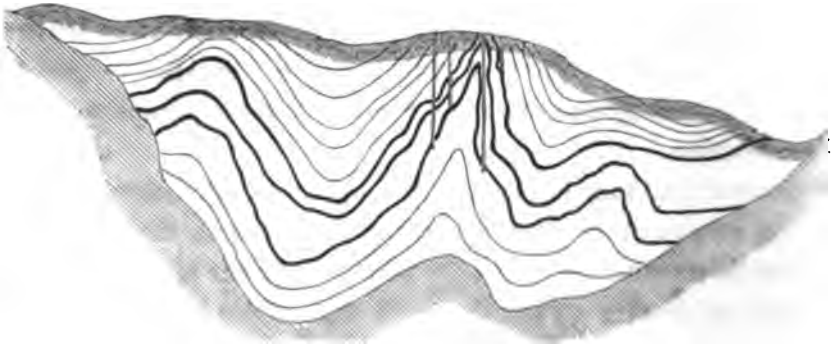


Fig. 58. — COUPE DU BASSIN DE SAINT-ÉLOI.

L'ensemble des couches dans la partie centrale du bassin représente une épaisseur totale de 14 à 15 mètres en charbon. Vers les lisières du bassin, la continuité des couches qui viennent butter contre l'encaissement granitique est moins bien définie, et les travaux auront à résoudre des problèmes dont la coupe indique en partie les lignes hypothétiques.

Toujours est-il que ce petit bassin est encore un exemple des richesses considérables qui peuvent se trouver accumulées dans un espace restreint. Ces richesses ont déterminé la construction d'un embranchement de chemin de fer qui, partant des mines de la Vernade et la Roche, va rejoindre la ligne de Commentry à Gannat. L'influence de ce chemin de fer a été immédiate, et les extractions, qui étaient au commencement de 1866 sur le pied d'une production annuelle de 30000 tonnes, marchent actuellement sur le chiffre de 200000.

Parmi les petits bassins épars à la surface du plateau central, il en est peu qui soient aussi riches, mais beaucoup contiennent des couches de 1 à 3 mètres. Si les exploitations qui ont été ten-

tées n'ont pas réussi, cela s'explique à la fois par l'absence de voies de communication économiques et par les prix de vente trop réduits, deux causes d'insuccès qui tendent à disparaître. Nul doute que d'ici à peu de temps l'extension des chemins de fer et le relèvement des prix de la houille ne déterminent plusieurs nouveaux exemples d'exploitations activement développées. Le bassin de Champagnac est destiné à suivre cette voie.

Bassins de Bort et de Champagnac.

Au sud de Bourg-Lastic commencent les affleurements d'une bande longue et étroite de terrain houiller qui suit la direction générale nord-est des accidents du plateau granitique. A Singles, la largeur moyenne de cette bande est de 1 kilomètre ; à Bort, elle se réduit à une centaine de mètres, s'élargit à Madic et atteint 3 kilomètres à Champagnac ; elle se rétrécit ensuite jusque vers Mauriac, où elle se termine par quelques lambeaux sporadiques.

Cette bande de terrain houiller représente évidemment des dépôts formés dans une vallée étroite, sur une longueur d'environ 60 kilomètres.

Plusieurs couches de houille ont été reconnues et mises en exploitation sur divers points de ces terrains.

A Messeix, dans la vallée de la Dordogne, on connaît deux couches anthraciteuses d'une puissance de 1 à 2 mètres.

De l'autre côté du thalweg, qui paraît déterminé par une faille, se trouvent trois couches de houille grasse de 0^{m},50 à 1 mètre, exploitées à Singles ; de telle sorte qu'on a évalué à cinq le nombre des couches existantes ; les mêmes couches ont été reconnues plus bas, à la Burande, disposées dans un terrain houiller qui occupe une largeur de 1 200 mètres et affleure sous forme d'un pli en selle. Le terrain houiller, réduit à une largeur de quelques centaines de mètres, à Bort, est accidenté par plusieurs trouées de terrains volcaniques, puis il s'élargit de

nouveau sur 2 et 3 kilomètres, et forme le bassin de Madic et Champagnac. Les couches de houille atteignent dans ce bassin plus de puissance et de régularité, et des travaux importants sont en voie d'exécution pour en développer l'exploitation après l'achèvement du chemin de fer qui doit ouvrir les débouchés de ses produits.

La traînée sporadique de bassins houillers qui, depuis Fins et Noyant, suit, vers le sud, une direction constante jusqu'aux petits bassins de Mauriac et de Pleaux, marque évidemment une longue vallée préexistante du plateau central, dirigée nord-nord-est, sud-sud-ouest sur 150 kilomètres de longueur. Cette vallée, ramifiée à son débouché septentrional dans les mers du trias, formait un espèce de delta dans les branches duquel se trouvent les bassins de Commentry et Doyet et ceux de la vallée du Cher, delta qui a persisté jusqu'à l'époque miocène, qui y laissa les dépôts tertiaires des vallées du Cher et du bassin de réception de l'Aumance.

Bassin de Decize.

Le bassin de Decize surgit au milieu des dépôts triasiques de la Nièvre, comme un indice de la continuité souterraine de ce que nous avons appelé le *delta houiller de l'Allier*. Le terrain houiller est en effet amené à la surface par un soulèvement en *voûte* ou *pli en selle*, qui l'élève au-dessus du terrain jurassique avec une portion des dépôts du trias.

Les affleurements de terrain houiller forment un îlot découvert sur une direction d'environ 4 kilomètres et sur 3 kilomètres en traverse. Les couches n'étant inclinées que sous une moyenne de 20 degrés, ces 3 kilomètres de parcours en traverse ne représentent que 600 à 700 mètres d'épaisseur de dépôts consistant en grès et schistes houillers bien caractérisés.

Ces dépôts contiennent une série de huit couches, dont les puissances varient de 1 mètre à 2^{m},50.

La coupe transversale figure 59 représente l'allure des cou-

ches reconnues sur le pendage principal du soulèvement, allure assez exceptionnelle par l'intervention des failles presque horizontales qui coupent et rejettent les couches suivant leur direction. Cette coupe ne comprend pas la couche inférieure des Germignons, qui, par suite de la faible inclinaison des terrains, se trouve à près d'un kilomètre de distance vers le nord.

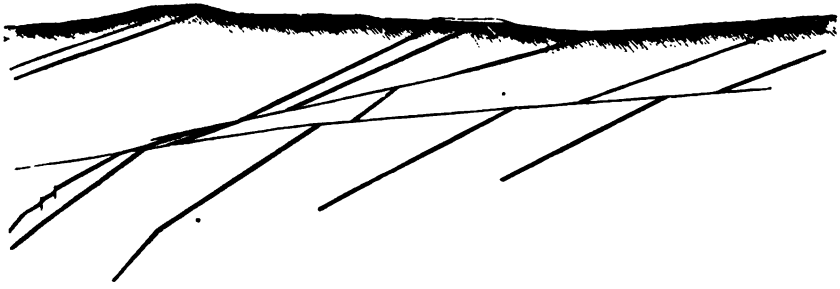


Fig. 59. — COUPE TRANSVERSALE DES HOUILLÈRES DE DECIZE.

Ce terrain n'est pas très-riche, si l'on considère que l'épaisseur explorée de 800 mètres ne renferme pas plus de 9 à 10 mètres de houille; mais cette houille, régulièrement stratifiée, est dans les conditions les plus favorables à l'exploitation.

La prospérité de l'exploitation de Decize devait appeler des travaux de recherche sur les terrains secondaires qui avoisinent la partie visible du bassin houiller et qui peuvent être considérés comme recouvrant ses prolongements souterrains.

La première recherche a été entreprise par l'administration des mines à Charancy, à l'est de la concession de Decize; elle a rencontré le terrain houiller, après avoir traversé le lias jusqu'à 54 mètres, et le trias de 54 à 125 mètres. Il est à regretter qu'un puits n'ait pas été foncé sur ces premières indications.

Un sondage entrepris à Vouzé a recoupé le terrain houiller à 120 mètres de profondeur dans des conditions analogues.

Le sondage de Bussières a traversé le lias jusqu'à la profondeur de 40 mètres, puis le trias; il a rencontré le terrain houiller à 130 mètres. Celui de Rozières a traversé 370 mètres de trias et a pénétré également dans des grès houillers.

Ces premiers travaux de reconnaissance démontrent que le terrain houiller de Decize s'étend sous de vastes surfaces au-dessous des terrains secondaires; la composition des parties soulevées indique la marche à suivre pour en découvrir les parties utiles.

Plusieurs des sondages poursuivis dans le terrain houiller paraissent être tombés dans l'espace stérile qui existe entre le faisceau des couches de la Machine et l'affleurement de la couche inférieure des Germignons, reconnue seulement par quelques travaux superficiels. Une recherche à travers les terrains secondaires devrait, au contraire, être placée sur la direction du faisceau des couches supérieures exploitées. Elle devrait, en outre, être faite non plus par un sondage, mais par un puits dont le complément indispensable serait une galerie de traverse, assez longue pour bien explorer le terrain.

Bassin d'Ahun.

A l'ouest de l'Allier, la carte géologique indique encore quelques petits bassins houillers clair-semés sur le plateau. Celui d'Ahun, dans la Creuse, est le seul qui ait de l'importance.

La longueur de ce bassin est de 13 kilomètres, sur une largeur de 2 à 3; sa forme est elliptique, et l'on y a reconnu les affleurements concentriques de sept couches disposées en fond de bateau, dont la puissance varie de 0^{m},50 à 4 mètres.

Cette allure en fond de bateau est régulière; on remarque seulement que les soulèvements ont fortement comprimé la lisière nord, où les couches ont été redressées et laminées. L'axe central des dépôts se trouve ainsi porté du côté du redressement.

Suivant sa direction, l'ensemble du bassin est coupé par une série de failles transversales qui ont divisé le faisceau des couches en huit fragments. Quelques-unes de ces failles n'ont qu'une faible amplitude; mais l'une d'elles a déterminé un rejet de 500 mètres, qui ramène à la surface les poudingues inférieurs, l'épaisseur des dépôts étant d'environ 600 mètres. Des affleure-

ments de diorites mettent en évidence les roches soulevantes qui ont déterminé ces perturbations.

L'exploitation est de date assez récente dans le bassin d'Ahun, et déjà la production a pu atteindre 300000 tonnes par année, grâce aux allures régulières que les couches ont conservées dans les divers champs d'exploitation déterminés par les failles.

Bassin de la Corrèze.

Si l'importance des bassins houillers se mesurait d'après leur étendue, ceux de la Corrèze seraient évidemment en seconde ligne. Il n'en est pas ainsi, et les terrains des environs de Brives ne figurent dans la production que pour un chiffre insignifiant. Ces terrains, malgré leur étendue, leur puissance, et l'on peut ajouter malgré des apparences favorables, ont été jusqu'à présent considérés comme stériles, sans que cependant les travaux puissent être considérés comme suffisants.

Le terrain houiller affleure au contact des terrains granitiques et schisteux du plateau central, et des grès bigarrés formant deux zones distinctes à Cublac et Savignac, séparées par une zone de trias, ainsi que l'indique la coupe transversale figure 60. Le terrain houiller (H) s'appuie sur les gneiss et schistes cristallins (Gn) soulevés par les porphyres (π); il disparaît d'abord sous la zone triasique de Savignac, puis sous celle de Cublac.

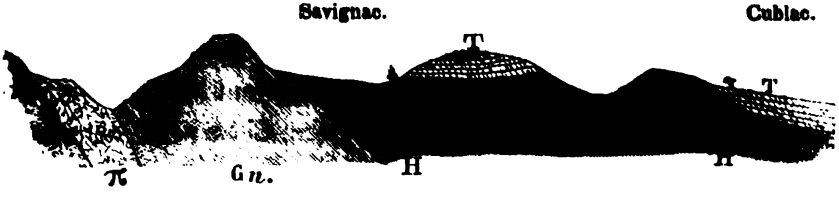


Fig. 60. — COUPE DU BASSIN HOUILLER DE CUBLAC.

Aux environs de Cublac, des travaux sérieux ont été entrepris et ont donné quelques résultats, sous la direction de l'ingénieur Turbert. Au milieu d'alternances puissantes de grès fins et de

schistes, on a trouvé des schistes fortement carburés et plusieurs couches de 0m,30 à 0m,60 de puissance.

Au Lardin, près Savignac, le thalweg de la Vézère, creusé dans le terrain houiller, contient également une petite couche.

Les terrains houillers des environs de Brives plongent partout sous les grès bigarrés, et Dufrénoy considérait ceux de Donzenac, Alassac, Ceirat, Cublac, etc., comme les affleurements d'un même bassin. On peut donc se demander s'il ne serait pas logique d'entreprendre des recherches sérieuses sous les grès bigarrés en aval de Cublac, et par conséquent dans les étages supérieurs de ce vaste bassin, dont les affleurements ne montrent qu'un étage inférieur pauvre ou stérile.

Bassin de Brassac.

Vers le confluent de l'Allier et de l'Alagnon, le sol accidenté par les porphyres qui séparent les deux rivières est formé par un terrain houiller. C'est la pointe septentrionale du bassin de Brassac, à découvert sur 11 kilomètres de longueur nord-sud et sur une largeur de 3 à 5. Ce terrain disparaît au sud sous les dépôts tertiaires, dont quelques lambeaux couvrent aussi les limites latérales.

Les couches de houille affleurent sur un grand nombre de points ; elles sont exploitées depuis plusieurs siècles, et leurs exportations par l'Allier et la Loire ont donné au bassin de Brassac une notoriété des plus anciennes.

Si l'on suit l'axe longitudinal du bassin, depuis l'extrémité nord, vers Auzat, on voit se superposer successivement les affleurements imbriqués de la série des dépôts houillers. Cette série comprend trois étages distincts.

L'étage inférieur, exploité à la Combelle, contient cinq couches de houille dont les épaisseurs réunies sont de 4 à 5 mètres. Les affleurements de ces couches, très-marqués en tête du bassin sur les bords de l'Allier, ont été exploités les premiers. Cet étage inférieur est caractérisé par la nature des houilles, qui

sont maigres. Les travaux d'exploitation ont d'ailleurs mis en évidence l'allure et la régularité des couches ; elles sont inclinées à 60 et 70 degrés et descendent rapidement vers les plus grandes profondeurs du bassin.

Le système moyen, exploité à Grosmenil, Fondary et la Taupe, occupe le milieu du terrain houiller ; il comprend cinq couches, dont les puissances réunies atteignent et dépassent souvent 6 mètres. A la Taupe et à Grosmenil, certains renflements de couches principales atteignent et dépassent 6, 8 et 10 mètres ; mais ces renflements ont lieu aux dépens de la régularité, les étreintes et les coufflées occupant des espaces d'autant plus considérables (fig. 61).

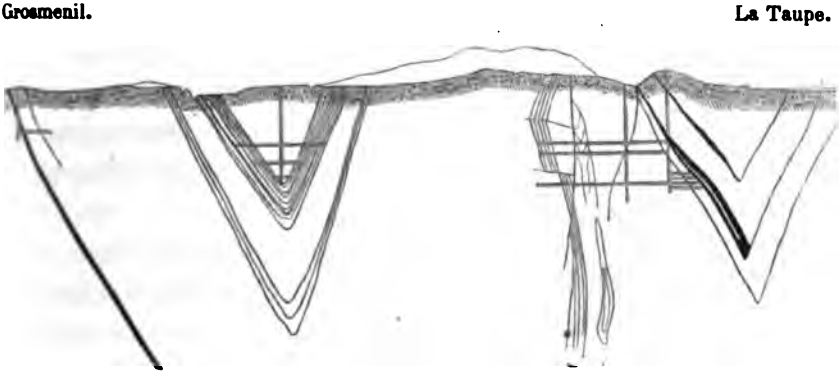


Fig. 61. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE BRASSAC PAR LES TRAVAUX DE GROSMENIL ET DE LA TAUPE (A L'ÉCHELLE DE 1/20000).

La coupe figure 61 représente l'allure complexe des couches du système moyen comprimées et formant deux V séparés par un pli en selle dont la partie supérieure a dû être dénudée.

La qualité des houilles fournies par cet étage moyen diffère complétement de celle des couches appartenant à l'étage inférieur ; toutes ces houilles sont, en effet, assez grasses et très-flambantes.

L'étage supérieur ne comprend pas moins de dix couches, dont les épaisseurs réunies atteignent 4 et 5 mètres. Les charbons en sont gras ; ils sont exploités à Bouxhors, au Feu et à Mège-Coste. Cet étage ne couvre que 4 kilomètres carrés, sur les 35 qui sont

axe commun aux deux bassins, rencontrera au-dessous des dépôts tertiaires l'étage houiller supérieur de Mège-Coste, dont les houilles sont grasses et propres à la fabrication du coke ; tandis que des puits placés vers les lisières latérales devront recouper le système inférieur de la Combelle, caractérisé par les houilles maigres.

L'existence des relèvements du terrain houiller à l'extrémité méridionale du terrain tertiaire, au delà de Vieille-Brioude, permet d'évaluer approximativement l'étendue de la partie recouverte. Cette étendue doit être de 40 à 50 kilomètres carrés. La partie souterraine aurait, par conséquent, une importance plus grande que la partie découverte, qui n'a que 30 kilomètres carrés ; le centre du bassin étant supposé aux environs de Vergonghon.

Tels sont les faits qui ressortent de l'étude géologique des terrains, mais les travaux entrepris sur ces indications ont rencontré des difficultés imprévues, sur lesquelles les communications de M. Jusseraud nous permettent de donner quelques détails.

Dès l'année 1840, le gouvernement entreprit un sondage : on choisit un point situé à peu près sur le milieu de la ligne qui joindrait les deux extrémités est et ouest de la surface à étudier, ladite ligne ayant été tracée au sud des concessions accordées. Ce sondage, poussé jusqu'à 223 mètres, n'a donné aucun résultat ; il est constamment resté dans les dépôts tertiaires, composés presque uniquement de couches de sable, de grès et d'argile. Ces terrains, très-ébouleux, ont offert assez de difficultés pour le soutenement des parois du sondage ; plusieurs colonnes successives ont été introduites dans le trou ; à la profondeur de 223 mètres, il fallait en descendre une nouvelle ; ce qui détermina la suspension du travail.

En 1854, une société fut organisée pour reprendre les travaux de recherche.

Un puits fut ouvert à 300 mètres au sud du village de Vergonghon, à quelques centaines de mètres au sud du point attaqué précédemment par sondage, et non loin du prolongement pré-

sumé de la direction des couches supérieures, dont les affleurements sont connus à 12 ou 1 500 mètres au nord. Ce puits a été poussé jusqu'à 205 mètres et solidement muraillé; il a traversé presque constamment des grès peu consistants, des argiles plus ou moins sableuses, des calcaires blancs, jaunes, souvent rougeâtres, contenant de l'eau, jamais cependant en assez grande quantité pour gêner beaucoup le fonçage. Le phénomène le plus curieux qui s'est présenté dans ce travail, est la présence et le développement, dans les terrains tertiaires traversés, du gaz hydrogène carboné et oxyde de carbone mélangés. Ces gaz apparaissaient brusquement dans le percement de certains bancs, sans aucun indice préalable, produisaient à leur contact avec l'air une sorte d'explosion et mettaient quelquefois la vie des ouvriers en danger.

A cette profondeur de 205 mètres, la Société de recherches se détermina à continuer son étude par un sondage ouvert au fond du puits. Ce nouveau travail s'opéra avec des difficultés variables, mais non insurmontables; et en 1858, à 283 mètres de profondeur, on *trouva le terrain houiller,* que l'on a reconnu sur une épaisseur de 35 mètres environ. Les couches de grès et de schistes houillers traversées présentaient une inclinaison assez forte.

Ainsi la question de prolongement du terrain houiller sous le terrain tertiaire, à 12 ou 1 500 mètres au sud des affleurements, se trouve résolue par le travail de Vergonghon.

Dans l'espoir d'arriver plus vite à une solution, on se porta vers un point plus rapproché des affleurements, à 300 mètres environ près du village de Frugères. Un nouveau puits fut ouvert, toujours dans le terrain tertiaire, avec l'espoir qu'il n'aurait qu'une faible épaisseur à traverser pour arriver à la formation houillère; mais cet espoir fut déçu. Dans ce fonçage, on rencontra les mêmes difficultés qu'à Vergonghon : là encore se présentèrent les mêmes dégagements de gaz, et à la profondeur de 150 mètres, les travaux furent abandonnés. On avait dépensé environ 300 000 francs à ces travaux, et par un manque de persévérance regrettable la question est restée à demi résolue.

Bassin de Langeac.

En remontant la vallée de l'Allier et en suivant la direction indiquée par le grand axe du bassin houiller de Brassac, on trouve le bassin de Langeac, isolé au milieu des terrains schisteux et granitiques. Ce bassin elliptique, d'environ 8 kilomètres de longueur sur une largeur maximum de 2, contient sur une échelle réduite une reproduction des phénomènes de la formation houillère.

Il est rempli par des alternances de grès et de schistes, dont les stratifications ont été fortement comprimées en fond de bateau. A sa partie inférieure, vers le contact des grès houillers avec le gneiss, on a suivi par quelques travaux souterrains de petites couches de houille dont l'exploitation n'a pas été suivie. Il serait intéressant et peu coûteux de reprendre ces travaux ; on explorerait à peu de frais ces couches jusqu'au point central de leur fond de bateau, les régions centrales de cette petite houillère devant renfermer probablement des épaisseurs de couches plus puissantes que les zones littorales.

Ce bassin présente une particularité remarquable au point de vue des accidents qui ont affecté les dépôts houillers. Au nord de Langeac, vers la limite du terrain houiller, un fragment des granites et gneiss encaissants d'environ 300 mètres de côté est tombé sur les dépôts houillers qu'il a recouverts, de sorte que sous une surface de 7 à 8 hectares on a pu exploiter les couches de houille sous les granites superposés.

Bassin d'Autun.

Le *bassin d'Autun* est le premier que l'on trouve en abordant le plateau central et se dirigeant vers Lyon. Sa surface plane contraste encore avec l'encaissement montagneux qui le limite de tous côtés ; la partie centrale est recouverte par les dépôts arénacés postérieurs aux dépôts houillers.

Le terrain houiller affleure surtout vers le périmètre, où il se trouve relevé sur les roches schisteuses et granitiques ; il est exploité à Epinac, au grand Moloy, à Sully, etc. On a également reconnu quelques couches de houille de peu d'importance sur les premières pentes du Morvan, vers Chambois et la Selle.

De tous ces points explorés, un seul a pris une grande importance dans la production houillère, c'est Epinac, dont les exploitations se sont développées dans une sorte d'anse ou golfe qui pénètre l'encaissement primitif.

La couche d'Epinac, située presqu'à la base des dépôts houillers, forme une sorte de fer à cheval, de telle sorte que les coupes transversales indiquent une disposition limitée en fond de bateau, tandis qu'une coupe dirigée du côté de la partie ouverte du bassin, comme celle que représente la figure 62, semble marquer une allure indéfinie vers le centre des dépôts.

Puits Haguerman.

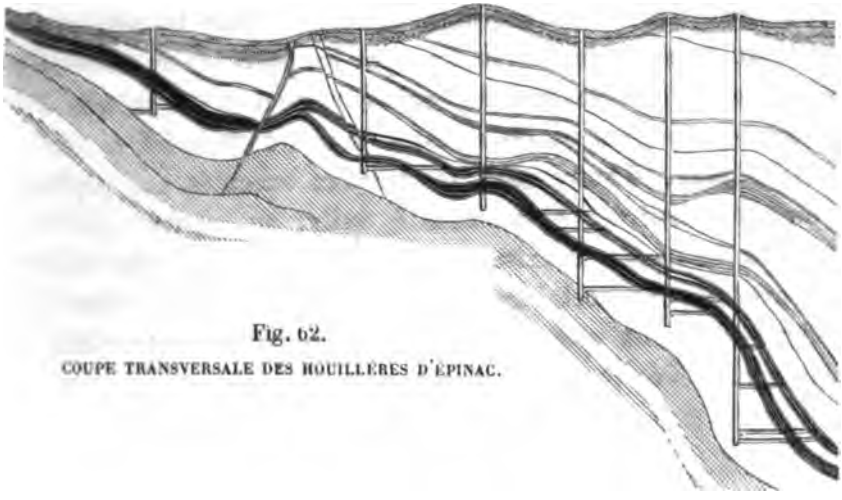


Fig. 62.
COUPE TRANSVERSALE DES HOUILLÈRES D'EPINAC.

D'après cette disposition il est évident que les exploitations doivent se développer progressivement par des puits qui se succéderont suivant l'aval pendage.

Une série des puits en exploitation avait atteint la profondeur de 450 mètres par le puits Haguerman, le dernier sur l'aval-pendage (fig. 62), lorsqu'en dernier lieu un fonçage fut entrepris

à près de 1 kilomètre de distance en aval. Ce nouveau puits, arrivé à 620 mètres, a rejoint la couche par un travers bancs de 110 mètres; il doit la recouper à 700 mètres. Cette entreprise hardie et le succès qui l'a couronnée est un des meilleurs enseignements pour les recherches à exécuter dans les autres bassins dont les conditions sont analogues.

La surface exploitée par les houillères d'Epinac n'est qu'une minime partie de l'étendue du bassin d'Autun; mais toute la partie supérieure des dépôts accumulés dans la partie centrale paraît dépourvue de houille. Les couches n'ont de puissance qu'à la partie inférieure, de telle sorte que pour explorer les dépôts inférieurs du bassin, on devra foncer des puits très-profonds. Cette profondeur se trouve encore accrue par la superposition des terrains permiens dans lesquels se trouvent les *schistes bitumineux* exploités pour la fabrication des huiles de schiste.

La stérilité de la partie supérieure du terrain houiller est démontrée par des recherches exécutées dans la région centrale du bassin, aussi bien que par les puits de la concession d'Epinac qui ont traversé des épaisseurs de 5 et 600 mètres d'alternances de grès et de schistes avant d'atteindre la grande couche. Mais, d'autre part, les travaux exécutés sur plusieurs points des lisières, notamment à Sully, ont prouvé que vers le fond du bassin il existait plusieurs couches d'une certaine importance; de sorte que les profondeurs peuvent être considérées comme contenant une réserve importante pour les exploitations de l'avenir.

Bassin du Creusot et de Blanzy.

Le *bassin du Creusot et de Blanzy* est figuré sur la carte géologique par deux lisières d'affleurement; l'un partant du Creusot et se continuant vers les Petits-Châteaux et Grandchamp; l'autre, commençant à Saint-Léger-sur-Dheune et suivant une ligne à peu près parallèle à la précédente en passant par Montchanin, Blanzy et Montceau-les-Mines. Des affleurements, qui appartien-

nent en réalité au terrain pénéen, sont marqués entre ces deux lisières; ils semblent indiquer que ces lisières se réunissent en dessous des terrains superposés; et, en effet, les pendages des couches inclinées en sens inverse tendent l'un vers l'autre, et le terrain superposé qui les sépare est le trias.

Les affleurements pénéens ou permiens marqués vers l'axe du bassin sont composés de schistes gris dans lesquels on trouve, il est vrai, quelques veinules charbonneuses; ce terrain contient même des couches de houille vers son contact avec les véritables schistes houillers; les stratifications sont concordantes.

Ces schistes permiens affleurent vers le milieu du bassin, par l'effet d'un *pli en selle* ou *dorsale*, suivi d'une dénudation des dépôts du trias.

Les divers étages houillers et permiens ont été l'objet d'études très-suivies de la part de M. Petitjean, ingénieur, qui a dirigé successivement les exploitations du Creusot et de Blanzy; nous avons été aidé de ses conseils pour résumer, comme suit, les conditions de leur composition et de leur puissance.

Le terrain permien supérieur est connu par les affleurements de Charmoy, Saint-Nizier, etc.; il a été traversé par le sondage de la Mouillelonge, depuis la partie inférieure des grès bigarrés, sur une épaisseur de 400 mètres. Cet étage supérieur, composé exclusivement des schistes gris délitables, est superposé à des schistes qui se rapprochent beaucoup des schistes houillers et qui, vers la base, contiennent au Magny deux couches de houille impures et schisteuses; c'est un étage inférieur, qui se termine par une assise puissante de conglomérats; sa puissance paraît au moins égale à celle de l'étage supérieur, de telle sorte que l'ensemble du terrain permien présenterait une épaisseur de plus de 800 mètres, superposée au terrain houiller. A cette épaisseur s'ajoute sur la plus grande étendue du bassin celle des grès bigarrés, dont on ne peut évaluer le développement complet à moins de 500 mètres.

La surface du bassin houiller est très-étendue, sa forme étant

assez nettement dessinée par les encaissements granitiques qui dominent les affleurements latéraux. Si l'on monte, par exemple, sur les relèvements granitiques situés au-dessus de Saint-Bérain, de Montchanin, de Blanzy, etc., on en saisit facilement les contours, qui, malgré les saillies et les inégalités des grès bigarrés de la partie centrale, représentent encore aujourd'hui une dépression sensible, encaissée par les saillies des terrains primitifs. En suivant cet encaissement, on voit à ses pieds le terrain houiller indiqué par une série de travaux de recherche et d'exploitation, depuis Saint-Léger-sur-Dheune jusqu'aux puits des Porrots, sur plus de 40 kilomètres de longueur; vers le nord, sur le second plan, la couleur rougeâtre du sol, modelé en collines arrondies, indique la superposition des grès bigarrés ; plus loin encore, l'horizon est fermé par une série de collines plus élevées qui sont les versants granitiques des Ecouchets, et ceux de la Marolle au-dessus du Creusot. Ces versants granitiques se continuent au-dessus des relèvements houillers des Petits-Châteaux, de Pully près Gueugnon, et de Beauchamp, qui n'est plus qu'à 12 kilomètres de la Loire.

Si donc on réunit par la pensée les deux lignes d'affleurements houillers, encore dominés par les granites, et dont les pendages principaux tendent l'un vers l'autre, on est conduit à admettre que le bassin, sur plus de 60 kilomètres de longueur, doit avoir été entièrement couvert par les terrains houillers, et que, postérieurement à ce premier dépôt, il a été comblé une seconde fois par des terrains permiens et triasiques. On pourrait foncer un puits sur les grès bigarrés qui couvrent la partie centrale du bassin, du Creusot à Montchanin, de Blanzy aux Petits-Châteaux, avec la certitude de trouver les dépôts houillers sous-jacents.

Il suffit d'examiner la carte géologique du bassin pour voir combien de problèmes peuvent être posés sur la continuité souterraine du terrain houiller, et combien les recherches doivent être incertaines vers les extrémités du nord-est et du sud-ouest. Au milieu de ces incertitudes, les données fournies par les lignes

physiques ou géologiques de la surface deviennent d'un grand intérêt, car ce sont les seules bases sur lesquelles on puisse fonder quelques hypothèses.

Dans toute la partie connue, les limites du bassin présentent une concordance remarquable avec les lignes hydrographiques. Ainsi la lisière du sud-est coïncide, sur presque tout son parcours, avec deux vallées dont les eaux, coulant en sens inverse, dessinent en quelque sorte sur la carte les contacts du granite et du terrain houiller : ce sont les vallées de la Dheune et de la Bourbince ; la première sur le versant de Saône, la seconde sur le versant de Loire. Ces deux vallées, réunies aux étangs de Longpendu, sur la ligne de faîte, forment une ligne presque droite, qui suit à peu près la direction des couches houillères depuis Saint-Bérain jusque vers Perrecy-les-Forges.

Le parallélisme des thalwegs principaux avec la direction des dépôts houillers et, par suite, avec les lignes de contact de ces dépôts et des couches du trias, se trouve encore indiqué, vers la lisière du nord-ouest, par des lignes moins continues, mais rendues assez précises par le relief du sol. Ainsi l'Arroux, de Toulon à Gueugnon, se détourne de sa direction normale pour se jeter vers la ligne de contact du terrain houiller et du trias; et plus haut, de Montcenis à Couches, les vallons suivent la direction des houillères du Creusot.

En interprétant ces observations, on arrive à conclure :

1° Que partout où la superficie du sol est formée par le grès bigarré, il y a possibilité ou probabilité de l'existence sous-jacente du terrain houiller;

2° Que, vers le nord-est, les limites du bassin houiller doivent se trouver à peu près vers les lignes de disparition des grès houillers et bigarrés sous les calcaires jurassiques. Cette limite est encore indiquée par l'allure naturelle des lignes géologiques, c'est-à-dire la disparition de l'encaissement granitique, et l'état d'appauvrissement dans lequel on a trouvé les dépôts houillers à Charecey et dans les environs où des recherches ont été faites;

3° Que, vers le sud-ouest, au contraire, le bassin houiller doit s'étendre à la fois sous les grès bigarrés et sous les calcaires jurassiques. Dans cette direction, l'extension du terrain houiller sous le grès bigarré est démontrée par les affleurements de Beauchamp, situés sur la lisière septentrionale, et par l'allure des couches qui y sont exploitées; quant à l'étendue de cette extension, on ne peut que présenter des hypothèses, aucun travail n'ayant été entrepris sur la lisière méridionale du bassin au delà de la concession des Porrots. On remarquera cependant qu'au moment où la zone méridionale du terrain houiller disparaît sous les terrains secondaires près de Perrecy, la largeur du bassin, mesurée de Ciry à Pully, atteint son maximum; or, comme la lisière granitique septentrionale se continue jusque vers la Loire, la lisière méridionale doit nécessairement la rejoindre depuis Perrecy, par une direction qui peut être prise, soit en joignant les derniers affleurements houillers des Porrots, au confluent de l'Arroux et de la Loire, soit en suivant la direction indiquée par la vallée de la Bourbince, qui descend vers Paray, puis s'infléchit vers l'ouest de manière à donner pour limite méridionale du bassin une ligne transversale d'environ 20 kilomètres de longueur.

Entre ces deux hypothèses, la différence est considérable. Nous pouvons regarder la première, qui bornerait à peu près l'étendue du bassin houiller à celle des grès bigarrés, comme un minimum assurant déjà au bassin une étendue de 60000 hectares, minimum probablement dépassé. La seconde ajouterait encore 15000 hectares; elle a en sa faveur la continuation naturelle des lignes avec lesquelles les limites du bassin houiller concordent partout où elles sont connues. Ainsi la vallée de la Bourbince se trouve, il est vrai, en partie dans le terrain jurassique, mais la crête granitique qui encaissait à la fois cette vallée et le terrain houiller, se continue dans la même direction, en se maintenant un peu plus écartée.

La continuation de ce mouvement du sol, indiqué par la Bourbince et l'Oudrache, tend à faire supposer que le terrain houiller de Bert, qui se trouve à 25 kilomètres plus au sud, pourrait bien

être le relèvement méridional de ce grand bassin. Cette dernière hypothèse, la plus large de toutes, supposerait au grand axe des dépôts plus de 80 kilomètres de longueur, et placerait ce bassin bien au-dessus de tous ceux du centre de la France, sous le rapport de l'étendue.

En résumé, le régime souterrain du bassin se présente dans trois conditions possibles : la première donnant pour limites les lignes menées de Perrecy à Digoin et à Beauchamp ; la seconde, les lignes de Perrecy à Paray et de Paray à Digoin ; la troisième, de Perrecy à Paray et à Bert et de Bert à Beauchamp.

Les travaux qui se succèdent de Saint-Léger à la Theurrée-Maillot ont conduit à diviser les dépôts houillers formés dans ce bassin en trois étages distincts.

L'étage supérieur, formé d'alternances de schistes et de grès fins, dans lesquelles se trouvent au sud-ouest de la vallée de la Sorme trois petites couches de 1 à 2 mètres d'épaisseur et deux grandes couches dites *du Montceau*, de 8 à 20 mètres. Cet étage contient, en moyenne, plus de 30 mètres d'épaisseur de charbon dans une puissance totale d'environ 300 mètres.

L'étage moyen, qui affleure au nord-est de la vallée de la Sorme, comprendrait au moins six couches dont les épaisseurs varient de $0^{m},70$ à 10 mètres, stratifiées dans une puissance totale d'alternances de grès et de schistes évaluée à plus de 500 mètres. Les épaisseurs réunies des six couches dépassent en certains points 25 mètres.

L'étage inférieur, traversé par les puits les plus profonds de Blanzy et des Crepins, paraît à peu près stérile. Il se termine par des assises puissantes de poudingues et de conglomérats formés par les gneiss encaissants, et l'on n'y a trouvé que quelques petites veines d'anthracite.

En résumé, la partie centrale de la lisière méridionale du bassin, dans une épaisseur de terrains de plus de 1 000 mètres, renferme 50 mètres de houille. On y exploite surtout les deux grandes couches, de 8 à 20 mètres de puissance, de l'étage supérieur.

Le développement de l'industrie houillère se manifeste dans la contrée par des créations dont la plus saisissante est celle de Montceau-les-Mines.

Quatre cités ouvrières, groupées autour de Montceau, ont aggloméré une population de six mille âmes, là où il n'existait, il y a trente-cinq ans, qu'un hameau. C'est aujourd'hui une ville dont l'animation laborieuse offre un caractère tout spécial. Partout à l'horizon, l'œil aperçoit les charpentes et les cheminées des puits d'extraction; partout des chemins de fer amènent vers un point central des convois de houille, qui sont ensuite expédiés par le canal ou par le réseau des chemins de fer de Lyon. L'activité est aussi grande sous le sol qu'à la surface: 40 kilomètres de galeries pourvues de chemins de fer amènent, aux divers puits d'extraction, la houille extraite dans les chantiers souterrains par plus de deux mille ouvriers mineurs; à peine les mineurs ont-ils terminé leur tâche, que mille ouvriers remblayeurs reçoivent du jour les terres qui doivent remplacer le charbon extrait, et vont combler les vides de l'extraction.

Tel est le travail incessant qui s'opère : si bien que les divers siéges d'extraction sont aujourd'hui pourvus de deux puits, l'un qui amène au jour les chariots de charbon, l'autre qui descend au fond les chariots de remblai. Autour de ces puits, les charbons sont incessamment versés et emportés; le mouvement inverse des remblais est indiqué par de vastes carrières à ciel ouvert qui décapent la surface.

Les couches de houille exploitées à Montceau-les-Mines affleurent parallèlement au canal du Centre et plongent vers l'axe du bassin sous des inclinaisons de 10 à 20 degrés vers la surface et qui sont généralement plus fortes à mesure que l'on s'approfondit; à 300 mètres de profondeur, ces inclinaisons sont de 30 à 40 degrés.

La coupe transversale figure 63, faite par les puits de Lucy et du Magny, indique l'allure normale des couches. Elle met en évidence la stratification transgressive de la couche supérieure de

Lucy, qui affleure près de la Bourbince, sur la couche inférieure du Magny, dont l'affleurement est recouvert. On voit que d'ailleurs cette couche inférieure n'a qu'une faible puissance, 2 à 4 mètres, près du puits de Lucy, tandis qu'au Magny, à 600 mètres sur l'aval pendage, elle a une puissance totale de 8 à 14 mètres. Enfin on remarque que cette couche est affectée par deux failles qui n'ont pu être reconnues dans la couche supérieure.

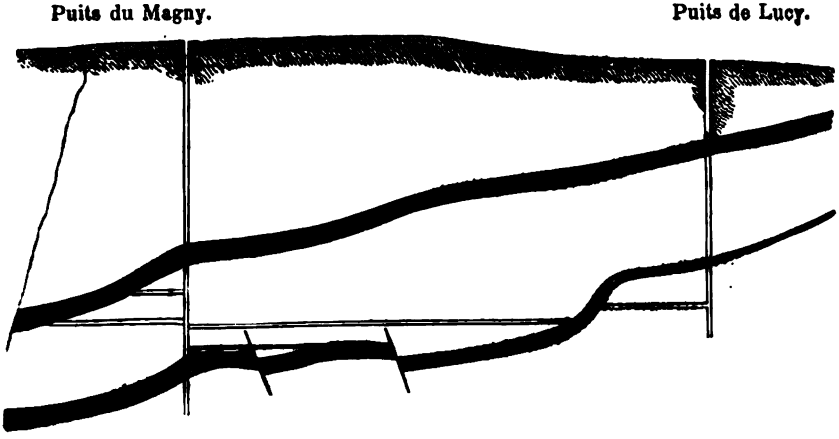


Fig. 63. — COUPE TRANSVERSALE PAR LES PUITS DE LUCY ET DU MAGNY.

Un système de failles parallèles à la direction accélère ce mouvement de plongée souterraine. Les coupes perpendiculaires à la direction, presque uniformes sur une longueur de 3 000 mètres, indiquent la même allure qui, sur une longueur moyenne de 5 à 600 mètres suivant l'inclinaison, augmente rapidement la profondeur des travaux.

Sur tout cet espace actuellement sillonné par les travaux souterrains, la nature des charbons qui constituent les deux grandes couches du Montceau varie dans des limites très-étendues. Vers l'est, les charbons sont gazeux, en partie propres à la fabrication du coke; vers l'ouest, ils deviennent plus maigres et même passent à l'anthracite. Ces modifications se produisent progressivement dans une même couche, sans cause apparente; ainsi, dans la mine du Magny, une galerie de direction de 700 mètres s'est

trouvée à l'est dans des charbons à longue flamme; au centre, dans des anthracites flambants; à l'ouest, dans de véritables anthracites difficiles à allumer et brûlant lentement avec une courte flamme bleue. La série décroissante, depuis la houille la plus oxygénée contenant plus de 20 pour 100 de matières gazeuses, jusqu'à l'anthracite contenant 6 pour 100, se suit sans avoir passé par la houille grasse.

A Blanzy, la zone littorale du bassin est accidentée par des failles et par des ondulations dans le sens vertical qui, sur plusieurs points, ont fait monter à la surface l'étage moyen, l'étage supérieur ayant été probablement dénudé. C'est ce qui paraît s'être produit à l'est de la vallée de la Sorme, dont le thalweg doit représenter une faille importante.

A Montchanin, on se trouve complétement dépaysé par les accidents considérables qui ont affecté l'allure des couches.

Le gîte principal de Montchanin a la forme d'un amas limité dans tous les sens, qui présentait à la surface une direction d'environ 600 mètres, avec une épaisseur ondulée de 20 à 60 mètres. Ce gîte énorme plongeait avec la stratification encaissante sous un angle de 60 à 70 degrés; mais, à mesure que les travaux ont été approfondis, ses dimensions en tous sens se sont rapidement réduites. A 60 mètres de profondeur, la direction n'était déjà plus que de 400 mètres, avec une réduction de moitié dans la puissance; à 130 mètres, le gîte s'est terminé en sac ou culot.

L'exploitation s'est prolongée dans deux petites couches qui semblent se détacher de l'amas principal, et qui ondulent dans les roches du mur avec des variations de 2 à 6 mètres de puissance; mais ces couches se sont également perdues en s'enchevêtrant dans les roches encaissantes.

Ce gîte singulier est évidemment un fragment d'une grande couche, isolé par des accidents; d'autres gîtes analogues, quoique moins considérables, ont été successivement découverts; ils font suite à la grande masse. « Il semble, dit M. Poisat, qui a décrit cette succession d'amas, que la couche de houille a été soumise

à des efforts prodigieux, dirigés en sens contraires. Les assises soulevées du terrain houiller ont été écrasées entre les roches primitives et les grès bigarrés; la houille encore malléable a été broyée, injectée dans les cassures, ce qui a donné lieu aux formes bizarres et anormales des gîtes que l'on trouve aujourd'hui [1]. »

On exploite vers Longpendu un système de petites couches supérieures à celle qui a fourni ces masses irrégulières. Ce système, coupé par une faille importante qui les rejette en profondeur, a été retrouvé, par le puits Sainte-Barbe de Montchanin, avec un rejet de plus de 200 mètres.

La grande faille de Montchanin est à peu près parallèle à la direction des couches et à la ligne de recouvrement des grès bigarrés sur le terrain houiller. Elle se prolonge du côté de l'ouest jusqu'à Blanzy, où il a été constaté, par le puits Saint-Claude, que l'amplitude de son rejet dépassait 400 mètres.

Les affleurements houillers continuent de Montchanin vers le nord-est, par les Fauches, Saint-Bérain et Saint-Léger, où l'on connaît deux faisceaux composés chacun de trois couches de 1 à 3 mètres de puissance. Ces couches sont encore très-accidentées, mais il est à remarquer que sur ce point extrême de la zone littorale la faille des grès bigarrés a disparu. Le point d'origine de cette faille ne doit pas être beaucoup au delà de la crête de partage des eaux de la Dheune et de la Bourbince, on peut le soupçonner vers Montobry ; de telle sorte qu'à partir de ce point le terrain houiller a été cisaillé par une cassure dont l'amplitude va toujours croissant jusqu'à une distance encore inconnue, la partie d'aval étant rejetée en profondeur. Cette condition générale de l'allure prend un grand intérêt, lorsqu'on cherche à raccorder les gîtes houillers de cette zone méridionale avec ceux de la zone septentrionale du bassin ; par exemple, le gîte de Montchanin et son pendage au nord, avec celui du Creusot situé à 10 kilomètres de distance, dont le pendage sud indique la probabilité d'un raccordement souterrain, recouvert par les terrains permiens et triasiques.

[1] Voir l'atlas de la *Situation des houillères en* 1867.

Le gîte du Creusot est situé dans un golfe encaissé par les relèvements granitiques. Ce golfe, dont la ligne de base est d'environ 1 200 mètres, semble former un petit bassin spécial dans l'ensemble du terrain houiller, son affleurement étant limité au sud par la ligne de recouvrement des grès bigarrés.

Que l'on se représente un demi-bassin dont les bords sont relevés sous des angles de 60 à 80 degrés; le fond en est fortement ondulé, et, de distance en distance, des coupes nombreuses indiquent l'épaisseur variable et l'allure de la couche de houille, ainsi que les travaux qui y sont ouverts. On voit cette couche, appliquée contre les flancs redressés du bassin, sur des hauteurs de 200 à 400 mètres; on peut en suivre toutes les ondulations avec des épaisseurs variables depuis quelques mètres jusqu'à 20 et 30. Les renflements coïncident en général avec les dépressions du mur et les étranglements avec les protubérances.

Fig. 64. — COUPE TRANSVERSALE DE LA COUCHE DU CREUSOT PAR LE PUITS CHAPTAL.

Suivant toute probabilité, la houille a été refoulée dans les premiers cas, étranglée dans les autres, comme une substance malléable, obéissant aux pressions plus ou moins grandes exercées sur son épaisseur normale, qui devait être uniforme et de 8 à 10 mètres. La coupe figure 64, faite par l'ancien puits Chaptal, montre la houille divisée dans les plans de la stratification, sous les allures à la fois redressées et comprimées qui caractérisent le gîte.

Les parties horizontales ont éprouvé moins de compressions; l'allure et l'épaisseur sont plus régulières; mais, par une circonstance géogénique des plus curieuses, cette partie horizontale a éprouvé les effets de la chaleur centrale, au point d'être convertie à l'état anthraciteux. La région redressée a été moins altérée; elle a présenté des parties de charbons éminemment gras, propres à la fabrication du coke et à tous les usages de forge.

La couche déposée dans cette anse latérale du bassin houiller est brusquement terminée, vers le sud, par une cassure dite *la Faille des grès bigarrés,* qui en précipite le prolongement à une profondeur inconnue.

Quelle est cette profondeur, c'est-à-dire quel est le rejet de la faille? Si l'on examine la coupe vis-à-vis du puits Saint-Laurent, on voit que plus de 400 mètres de grès bigarrés ont été mis en regard d'une épaisseur correspondante de terrain houiller, de telle sorte que l'amplitude de la faille doit avoir plus de 400 mètres. La recherche de la couche en profondeur est donc un travail des plus considérables. Nous n'avons aucun doute sur l'existence de la couche à une profondeur impossible à préciser, mais qui ne peut cependant pas excéder de beaucoup l'amplitude des grandes failles connues.

Si l'on met en regard la faille qui coupe le pied de la couche du Creusot, à 416 mètres de profondeur, dans le puits Saint-Laurent, et les travaux exécutés par le puits Sainte-Barbe à Montchanin, qui ont retrouvé vers 400 mètres les couches supérieures rejetées de plus de 200 mètres par la faille des grès bigarrés, on voit (fig. 65) que la symétrie est complète. Le milieu du bassin, sur une largeur de 8 kilomètres entre les deux failles, s'est effondré et se trouve en profondeur à des distances inconnues.

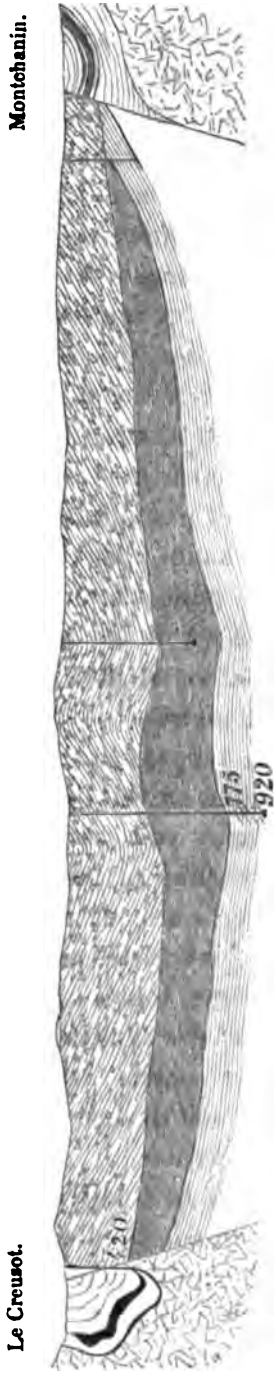


Fig. 65. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN HOUILLER DE SAONE-ET-LOIRE, DU CREUSOT A MONTCHANIN.

Le problème ainsi posé a été étudié par la compagnie du Creusot, qui a fait exécuter plusieurs travaux importants.

Le sondage de la Mouillelonge, entre le Creusot et Montchanin, a traversé environ 775 mètres de morts-terrains, grès bigarrés et schistes permiens passant graduellement aux schistes houillers; puis il a pénétré de 165 mètres dans des schistes houillers caractérisés par les plantes fossiles, mais sans recouper aucune couche de houille; d'où résulte la confirmation de ce fait, que les couches de houille sont principalement concentrées vers la base des dépôts. Plusieurs autres puits ou sondages ont mis en évidence la grande épaisseur des grès bigarrés où ils sont restés. Cette vaste surface sera donc très-difficile à attaquer, il faudra, pour la mettre en valeur, des travaux de grande profondeur.

Il est probable que la grande couche du Creusot et celle de Montchanin appartiennent au même plan de stratification, et qu'un puits mieux placé, par exemple dans le permien, sur les points où il est ramené à la surface par des soulèvements, atteindrait ce plan à une profondeur qui ne dépasserait pas 7 à 800 mètres.

En rapprochant ce qui a été dit précédemment du bassin d'Autun, on voit que le gîte du Creusot présente les plus grandes analogies avec celui d'Epinac. C'est, de même, un golfe accolé et subordonné au bassin principal. De même, le gîte houiller consiste en une couche puissante, à la base du terrain, très-rapprochée des schistes métamorphiques qui en forment l'encaissement. De même, toutes les questions relatives à l'avenir et au développement des exploitations se trouvent vers l'aval pendage de cette grande couche; les travaux s'étant arrêtés soit devant des accidents, soit devant les fonçages à grande profondeur qui doivent être exécutés.

La vaste étendue du bassin de Blanzy et du Creusot est donc inexplorée, de même que celle du bassin d'Autun. C'est seulement par des travaux de grande profondeur et en allant toucher le terrain d'*adieu*, à la base des dépôts houillers, que l'on peut espérer rencontrer les prolongements souterrains des couches.

Bassin de Saint-Étienne et Rive-de-Gier.

Le bassin de la Loire, où se trouvent les houillères de Saint-Etienne et de Rive-de-Gier, produit aujourd'hui 3 500 000 tonnes de charbon, dont les qualités sont éminemment propres à tous les usages métallurgiques. Les exploitations ont déterminé dans cette contrée montagneuse l'agglomération industrielle la plus remarquable de la France ; elle dépasse deux cent mille âmes sur une surface houillère d'environ 18 000 hectares. Il y a trente ans à peine, Saint-Etienne n'était encore qu'une espèce de colonie où l'on ne venait travailler qu'avec l'idée de la quitter ; une arène laborieuse où la civilisation avait peine à adoucir les mœurs ; aujourd'hui c'est une véritable capitale, où le progrès intellectuel n'est pas moins remarquable que la marche ascendante de la production industrielle.

La forme du bassin houiller de la Loire est celle d'un triangle dont la base suivrait la Loire de Fraisse, près Cornillon, à la Fouillouse, sur une longueur de 12 000 mètres, et dont le sommet serait placé à Tartaras, à 30 kilomètres de la base. Une ligne courbe, passant à Tartaras, Rive-de-Gier, Saint-Chamond, Saint-Etienne, Firminy et Fraisse, peut être considérée comme suivant à peu près le grand axe du bassin.

La surface de ce terrain est fort accidentée, et cependant, malgré toutes les perturbations éprouvées par les dépôts houillers, il est encore resté quelques traits de la configuration que devait présenter le sol, lorsqu'ils furent déposés. Ainsi, sur toute la lisière du sud, le sol houiller est dominé par les relèvements du terrain primitif qui l'encaisse, et ces montagnes primitives sont elles-mêmes dominées par la cime arrondie du mont Pilat. Au sud-ouest, les montagnes granitiques et schisteuses traversées par la Loire encaissent aussi le bassin, et c'est seulement sur la lisière septentrionale que les montagnes houillères dominent les roches anciennes, vers la Fouillouse, par exemple, où il est difficile de tracer les limites du bassin, puis vers Sorbier et Val-Fleury,

Le point le plus caractéristique du relief du sol houiller est la ligne de partage du bassin de la Loire et du Rhône. Cette ligne traverse le bassin à peu près vers le milieu ; elle passe par Roche-taillée, Terre-Noire et Sorbier et détermine ainsi deux versants en sens opposé : celui de la Loire, dont la vallée principale est celle du Furens, et celui du Rhône, dans lequel la vallée du Gier forme un sillon très-prononcé. Ces deux vallées et les thalwegs affluents, creusés dans le sol houiller, permettent d'en étudier toutes les roches.

Les dépôts houillers formés dans ce bassin ont subi des dérangements considérables, et l'étude de ces dérangements, d'une grande importance pour la recherche et l'exploitation des couches de charbon qui s'y trouvent comprises, est également intéressante au point de vue géologique; elle permet d'apprécier les perturbations qui ont pu affecter des dépôts qui, sans aucun doute, ont été formés horizontalement.

L'ensemble des dépôts a d'abord été fortement comprimé entre le grand soulèvement du mont Pilat du côté du sud-est, et le littoral nord-ouest dont le point le plus saillant est le mont Crepon, formé par un soulèvement énergique des poudingues et conglomérats de la base. Il résulte de cette compression une allure générale en fond de bateau, très-simple, vers Rive-de-Gier, c'est-à-dire dans la partie étroite du bassin ; très-complexe dans la région de Saint-Etienne, qui est plus large, et dans laquelle les accidents résultant de la composition des couches sont accompagnés de failles nombreuses.

L'ensemble du bassin, réduit par un énorme développement des poudingues stériles de la base, n'occupe, hélas, qu'une surface bien restreinte ; surface encore bien plus réduite, si l'on en retranche la formation de Rive-de-Gier dont les couches houillères sont séparées de celles de la formation de Saint-Etienne par 500 ou 600 mètres de dépôts stériles. On peut, en montant sur les collines qui forment l'encaissement du bassin de Saint-Etienne, embrasser du regard les 10 000 hectares qui représen-

tent aujourd'hui la contrée la plus active ; on aperçoit vers le centre de cette contrée le cône formé par la montagne du bois d'Aveize, où se trouvent les couches de l'étage supérieur, cône autour duquel sont disséminés les puits d'extraction, qui ont atteint l'étage moyen et l'étage inférieur.

Partout on reconnaît les montagnes schisteuses et granitiques qui forment l'encaissement du bassin, à l'approche desquelles les exploitations doivent fatalement se trouver arrêtées ; et lorsqu'on vient à considérer l'exiguïté des surfaces houillères, les points nombreux par lesquels on extrait la houille avec une activité fébrile, les érosions profondes qui sillonnent et accidentent l'épaisseur des dépôts houillers dont une grande partie a été ainsi détruite, on comprend tout l'intérêt que présente une étude géologique qui doit éclairer sur les ressources présentes et rassurer sur celles de l'avenir.

Dans la région étroite du bassin dont Rive-de-Gier occupe le centre, on connaît le nombre des couches de houille et leur allure en fond de bateau indiquée par la coupe figure 66.

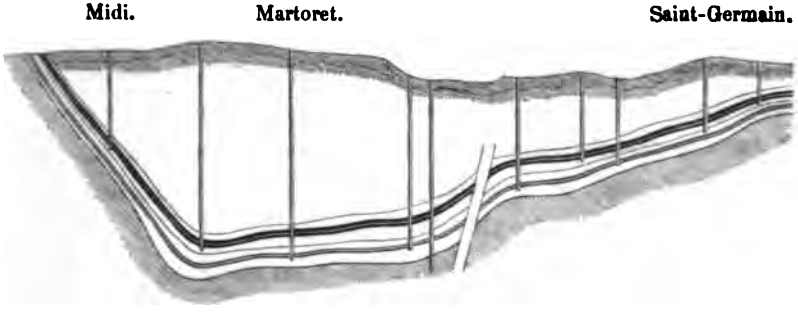


Fig. 66. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN DE RIVE-DE-GIER.

La richesse consiste principalement en une couche puissante de 8 à 12 et 18 mètres, dite la *grande masse,* dans laquelle sont établies les exploitations principales. Cette grande masse recouvre généralement deux autres couches, appelées *bâtardes* à cause de leur qualité inférieure, couches tellement rapprochées, qu'elles n'en forment souvent qu'une seule. Deux autres petites couches, qui n'existent pas d'une manière générale, se trouvent

à la base des dépôts : l'une a été surnommée *la bourrue*, à cause des difficultés qu'elle présente à l'abatage; l'autre *la gentille*, parce qu'elle est au contraire d'une exploitation facile.

En résumé, la formation houillère inférieure, dite *de Rive-de-Gier*, comprend une épaisseur de 4 à 500 mètres de dépôts, dans lesquels les couches de houille ont ensemble une épaisseur de 10 à 25 mètres.

Grâce au développement des travaux ouverts dans les couches de Rive-de-Gier, M. Leseure a pu représenter par un modèle tous les détails de la cuvette dans laquelle les couches de houille ont été déposées. On voit que la surface sur laquelle les couches sont modelées est très-inégale et présente une succession de gibbosités saillantes et de fonds creux, la plupart des gibbosités représentant des parties soulevées qui ont comprimé et refoulé la houille en donnant ainsi naissance à des *crains* ou *coufflées*.

Les espaces stériles qui résultent de ces crains, et les rejets déterminés par les failles, rendent l'exploration de la région de Saint-Chamond très-difficile. Les puits du Plat-de-Gier et de Combérigol ont déjà retrouvé le prolongement de la grande masse et des bâtardes à des profondeurs de plus de 600 mètres, et des recherches se poursuivent sur le territoire même de Saint-Chamond qui retrouvent tous les dépôts de schistes et de grès avec les mêmes caractères et dans le même ordre de stratification, de manière à donner la certitude géologique de l'existence du système des couches de houille en profondeur.

Ces travaux sont de la plus grande importance pour le développement des forces productives du bassin, qui prend une très-grande largeur sous le territoire de Saint-Chamond; d'autre part, ils indiqueront ce que devient ce système de couches sous le territoire encore plus large de Saint-Etienne.

La partie du bassin de la Loire que l'on désigne sous la dénomination de *bassin de Saint-Étienne*, et dont la ville de Saint-Étienne occupe à peu près le centre, se compose de trois étages distincts, constituant une formation houillère supérieure, super-

posée à celle de Rive-de-Gier et couvrant des espaces décroissants.

Cette décroissance est rapide; car si l'on porte à 18 000 hectares la superficie ouverte par les dépôts houillers de Rive-de-Gier, on ne peut guère évaluer à plus de 9 000 à 10 000 hectares la surface couverte par les trois étages formant le système supérieur, dit *de Saint-Étienne*. L'étage inférieur de cette formation a seul cette étendue, l'étage moyen n'ayant couvert que 4 000 hectares, et l'étage supérieur environ 1 200.

La formation de Saint-Étienne comprend une série de dépôts de 800 à 1 200 mètres d'épaisseur, contenant quinze ou seize couches de houille, dont les épaisseurs réunies peuvent atteindre 40 à 50 mètres.

Pour l'ensemble total du bassin, on aurait donc environ 1 800 mètres de puissance totale des dépôts houillers, avec des épaisseurs de houille de 50 à 70 mètres, réparties en vingt ou vingt-cinq couches.

Cette richesse est exceptionnelle; mais elle n'appartient qu'à une faible étendue du bassin, par suite de la concentration successive et rapide des dépôts.

Les dépôts houillers ont été affectés par des accidents multipliés. Les plus graves sont les nombreuses failles qui ont en quelque sorte haché le terrain dans tous les sens, et créé de tels problèmes sur la continuité et l'assimilation des couches, que l'on ne sera même pas d'accord sur les conclusions, lorsque les diverses parties auront été exploitées. D'autres accidents résultent de ce que les dépôts houillers, ayant subi des compressions énergiques dans tous les sens, présentent des séries de ploiements ou fonds de bateau accolés. Les plis supérieurs de raccordement, ou *plis en selle*, ayant en grande partie disparu par l'érosion des eaux et les dénudations qui en ont été la suite, les couches de houille semblent former en beaucoup de points des bassins isolés et indépendants les uns des autres.

C'est ainsi que se présentent les bassins de Firminy et de Roche-la-Molière, dont les couches puissantes n'ont pu être assi-

milées, du moins avec certitude, aux couches des autres parties du bassin de Saint-Étienne.

Lorsqu'on trace sur la carte du bassin de la Loire les limites des étages successivement déposés, on reconnaît que l'axe et le centre des dépôts ont subi, pendant toute la période houillère, un déplacement dans le même sens. La lisière nord du bassin a évidemment subi un exhaussement progressif qui rejetait l'axe et le centre des dépôts vers le sud, de telle sorte que les couches de chaque étage recouvraient de ce côté les affleurements des étages précédents. Le mont Crepon, formé par un grand développement des brèches et conglomérats de la base, résulte, en partie du moins, de cet exhaussement progressif.

Lorsqu'ensuite le terrain houiller, comprimé entre le mont Pilat et le mont Crepon, a été soumis à des accidents plus énergiques, la surface formée par des fragments brisés et diversement soulevés fut soumise à des érosions violentes qui y creusèrent les thalwegs du Gier, du Janon et du Furens.

De ces mouvements et de ces érosions, il résulta une disposition assez singulière : c'est que le centre du bassin, qui à la fin de la période houillère a dû être le point d'altitude minimum, se trouve aujourd'hui un point maximum et forme la montagne conique du bois d'Aveize. La ligne de partage des eaux du Rhône et de la Loire passe par ce point.

Du sommet d'Aveize, le terrain houiller de Saint-Étienne semble un cône très-surbaissé, dont la surface irrégulière et accidentée va butter partout contre les encaissements formés par le terrain granitique ou par les conglomérats de la base.

De nombreuses coupes, déterminées par les travaux souterrains, mettent en évidence les accidents les plus énergiques et les plus variés. Ces accidents peuvent être rapportés à plusieurs types : les redressements, les ploiements et les fractures.

Dans la région de Montrambert et de la Ricamarie, les couches sont redressées de telle sorte que l'on peut, en parcourant des espaces assez restreints, reconnaître toute la série des couches

de la formation de Saint-Étienne. C'est ainsi qu'à Montrambert, des puits de la Chauvetière au puits Saint-Dominique de la Béraudière, on a traversé la série des couches redressées, parmi lesquelles on reconnaît les caractères des principales, notamment ceux de la grande couche de 15 à 20 mètres d'épaisseur (fig. 67).

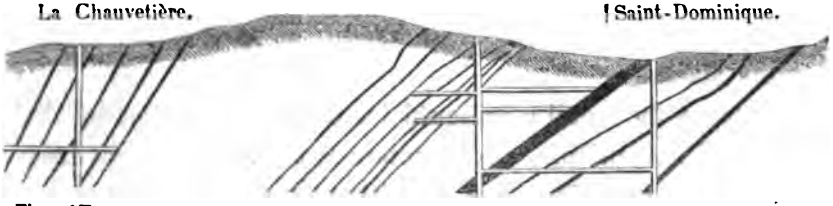


Fig. 67.— COUPE TRANSVERSALE DES COUCHES DE LA CHAUVETIÈRE A LA BÉRAUDIÈRE.

Cette série comprend une vingtaine de couches de houille dans une épaisseur de terrain de 1 100 à 1 200 mètres, et leur réunion présente une épaisseur totale de 40 à 50 mètres.

La grande couche de Montrambert, la plus puissante et d'une qualité recherchée pour le gaz, le coke, etc., est une des richesses principales du bassin de la Loire. Elle est exploitée de temps immémorial, et les parties supérieures qui s'enfoncent à contre-pente autour du vallon de la Ricamarie, ont présenté des renflements qui ont conservé une certaine célébrité dans l'historique des houillères. La figure 68 représente un renflement qui a atteint une puissance de 65 mètres.

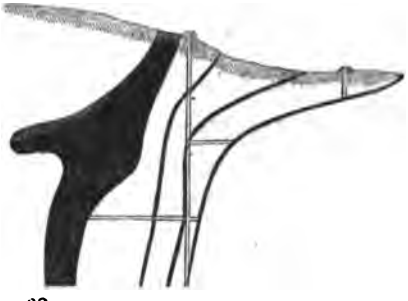


Fig. 68.— COUPE TRANSVERSALE DE LA GRANDE COUCHE ET DES TROIS BRULANTES A LA RICAMARIE.

Ces grandes épaisseurs, voisines de parties où la couche est, au contraire, amoindrie et serrée, résultent évidemment des inégalités de pression qu'elle a subies. La houille devait être encore molle et malléable lorsqu'elle a été ainsi pétrie par les roches encaissantes.

Si les couches de houille n'avaient subi que des redressements, des ploiements et des déformations, la tâche du mineur aurait été

assez simple pour en suivre les ondulations et les accidents. Les failles ont, au contraire, rendu cette tâche très-difficile, en brisant le plan d'une même couche dans tous les sens, et plaçant les fragments séparés à des niveaux différents.

Les plus riches parties du bassin de Saint-Étienne ont été ainsi fracturées, et nous citerons pour exemple le champ d'exploitation compris entre le grand puits du Treuil, le puits Saint-Louis et le puits Mars.

La plaine du Treuil a présenté les couches supérieures, de la troisième à la septième, aux premiers exploitants, qui ont trouvé surtout dans la troisième les conditions les plus avantageuses. Cette couche, de 4 mètres de puissance, est la même qui atteint 12 mètres sous le territoire de Beaubrun. Le puits du Treuil fut ensuite approfondi, jusqu'à la huitième, dont la puissance est de 5 mètres et qui est exploitée par le puits Saint-Louis à un niveau bien supérieur, soit à une profondeur d'environ 70 mètres.

C'est qu'entre ces deux niveaux de 70 et de 280 mètres, il existe une grande faille qui, vers le Treuil, rejette la couche en profondeur, ainsi qu'il est indiqué par la coupe figure 69.

Au puits Saint-André, on exploite la treizième couche, de 5 à 6 mètres de puissance, relevée près du jour par une seconde et même une troisième faille, dans le même sens que la première. Le puits Saint-Louis, qui a reconnu les couches intermédiaires 9. 10, 11 et 12, a donc la treizième en dessous. Les travaux du Treuil ont dès lors été approfondis par un puits intérieur, ils ont trouvé la série des couches intermédiaires, et l'on a pu calculer la profondeur à laquelle la treizième sera recoupée ; la disposition de ces travaux et l'allure de ces couches étant représentées par la coupe ci-jointe.

Cet exemple montre la série des observations et des travaux par lesquels on peut assurer l'avenir des exploitations, ces travaux ayant toujours pour but l'extension par l'approfondissement des puits. Un jour viendra où l'on se préoccupera de rechercher en profondeur les couches du système de Rive-de-Gier au-dessous du territoire de Saint-Étienne.

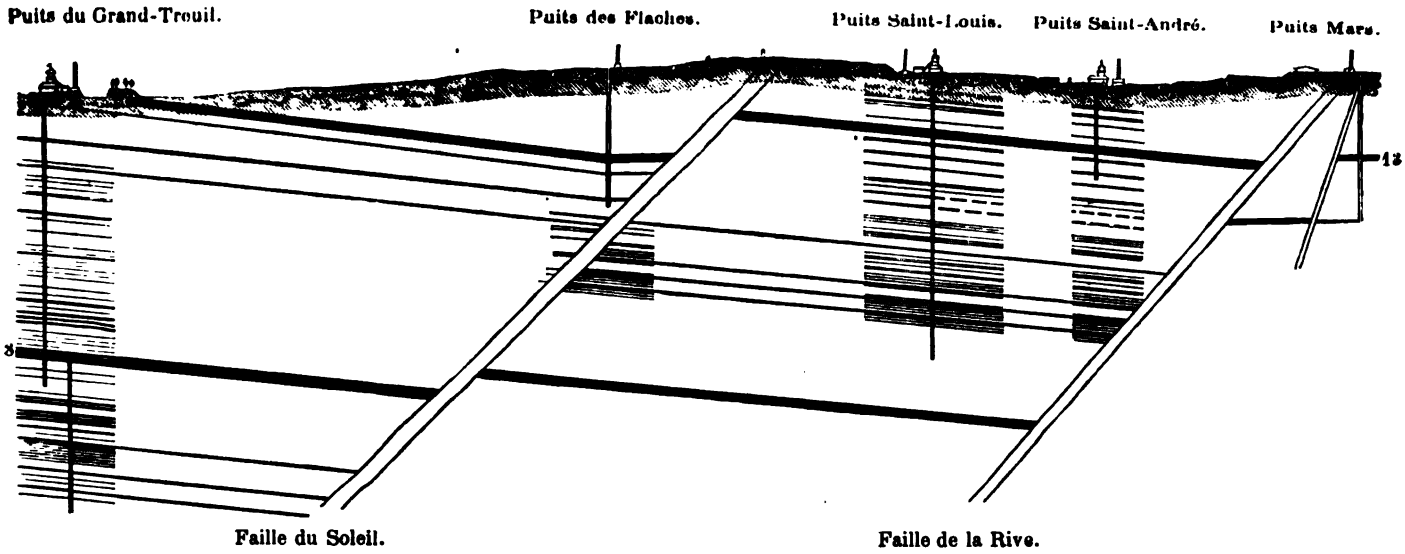


Fig. 69. — COUPE REPRÉSENTANT LES COUCHES DU BASSIN DE SAINT-ÉTIENNE, DE LA CINQUIÈME A LA TREIZIÈME, DANS LE CHAMP D'EXPLOITATION DU TREUIL.

Le puits du Grand-Treuil, placé près de l'affleurement de la troisième couche, recoupe les couches 4, 5, 6, 7, et la huitième couche à 280 mètres. Un bure intérieur de 180 mètres a recoupé les couches 9, 10, 11 et 12. Il recoupera la treizième vers la profondeur de 560 mètres.

Le puits Saint-Louis a traversé la huitième, puis les couches 9, 10, 11 et 12; il atteindra, vers la profondeur de 350 mètres, la partie de la treizième comprise entre la faille du Soleil et la faille de la Rive.

Le puits Mars exploite la treizième couche, relevée vers la surface par la faille de la Rive, et divisée en deux parties par une petite faille qui la ramène près du jour.

Les couches supérieures du bassin sont celles de la montagne d'Aveize; elles inclinent à contre-pente des versants (fig. 70), ainsi que cela existe pour presque toutes les sommités du bassin; de telle sorte que les affleurements des couches supérieures se projettent sur un plan horizontal, sous forme de courbes fermées, le centre de ces courbes marquant, ainsi que nous l'avons dit précédemment, le centre du bassin. Ces couches, exploitées par de simples galeries, ont été la base des premiers établissements métallurgiques du bassin, les hauts fourneaux du Janon et les forges de Terrenoire.

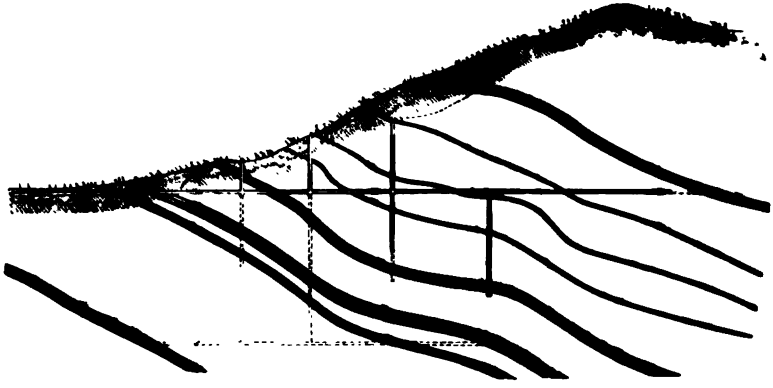


Fig. 70. — COUPE TRANSVERSALE DE LA MONTAGNE D'AVEIZE.

La coupe de la montagne d'Aveize représente la série des couches de 1 à 8, la plus puissante étant la cinquième, dont l'épaisseur en ce point a été de 8 mètres.

Le territoire de Firminy et de Roche-la-Molière contient une série de couches isolées par des failles et des dénudations qui représentent évidemment la série des couches de Saint-Étienne.

Firminy, qui est devenu un centre de population considérable, doit son développement et celui de ses usines métallurgiques aux couches de houille qui venaient y affleurer. La couche dite *du Breuil*, d'une grande puissance, a été longtemps exploitée à ciel ouvert; les travaux se développèrent ensuite dans des couches inférieures, et les études de M. Luyton indiquèrent l'assimila-

tion probable de ces couches avec celles de la formation de Saint-Étienne. La coupe figure 71, qui représente la disposition de la couche du Breuil et des couches inférieures, dites *de la Tour*, exploitées par le puits de la Chaux, met en évidence la difficulté de ces études, lorsqu'une faille comme celle du Breuil fait disparaître tout un faisceau de couches dont le prolongement, soulevé au-dessus de la faille, a été dénudé par des érosions postérieures.

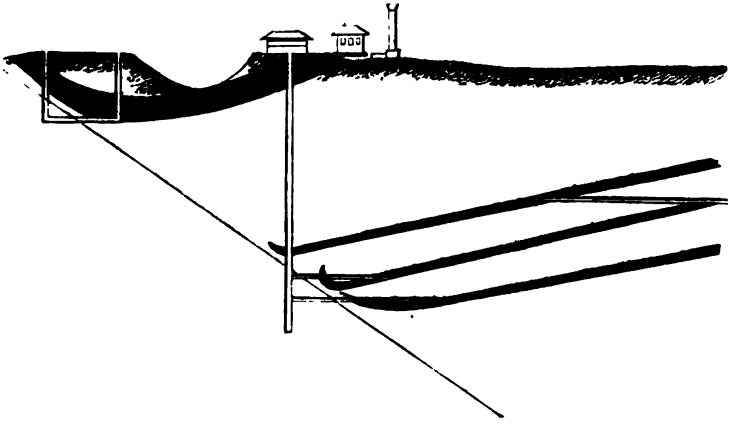


Fig. 71. — COUPE PAR LE PUITS DE LA CHAUX, A FIRMINY (Luyton).

Arrivant à l'extrémité sud-ouest du bassin, on se demande comment est représenté le système de Rive-de-Gier, dont la position normale se trouve là. Les couches d'Unieux et Fraysse sont probablement la représentation extrême de ces affleurements, mais dans des conditions tellement accidentées, qu'on n'en a pu tirer jusqu'à présent aucun enseignement pour des recherches ultérieures.

La question de l'existence de la formation de Rive-de-Gier au-dessous de la formation de Saint-Étienne ne pourra évidemment être résolue que de proche en proche, en partant des exploitations du Plat-de-Gier et de Combérigol, puis des recherches de Saint-Chamond. La formation inférieure ne peut en effet être suivie sur les longs côtés du bassin : au nord, parce que les affleurements houillers n'existent pas; au sud, parce que ces affleurements, fortement redressés et même renversés contre les

parois du Pilat, ont disparu sous les pressions qui ont broyé et renversé les stratifications.

Les dépôts houillers du bassin de la Loire se sont prolongés suivant la direction du grand axe, au delà du Rhône. On exploite, à Ternay et Communay, des couches d'anthracite, déposées dans un petit bassin qui se rattache évidemment au bassin principal.

La direction nord-est sud-ouest des dépôts du bassin de la Loire est sensiblement parallèle à celle du bassin de Blanzy et du Creusot, depuis Saint-Bérain jusqu'à Bert. Le littoral du plateau central était donc coupé, à l'époque houillère, par des dépressions transversales, obliques à sa limite et parallèles entre elles. Vers le sud on retrouve encore cette direction dans la zone jurassique, qui, de Valence à Aubenas, borde le littoral granitique, l'extrémité de cette troisième ligne étant marquée au-dessus d'Aubenas par le petit bassin houiller de Prades.

Le *bassin de Prades,* superposé aux premières montagnes granitiques du Vivarais, est anthraciteux. Sa composition en grès, psammites et schistes houillers est tout à fait normale, et son étendue est suffisante pour qu'on espère y obtenir des produits pour les consommations locales. Les couches d'anthracite, bien que fortement redressées, y ont de 0m,50 à 2 mètres de puissance.

Bassin de Ronchamps.

Le *bassin de Ronchamps*, situé à l'extrémité orientale de la zone des bassins du centre, présente un intérêt tout spécial : par sa position sur les derniers versants méridionaux des Vosges, par sa richesse houillère et par l'exploration des couches, suivies à des distances déjà considérables au-dessous des morts-terrains superposés.

Ce bassin est seulement indiqué à la surface par l'affleurement d'un dépôt de grès et schistes houillers, d'environ 50 mètres d'épaisseur, formant, de l'est à l'ouest, une zone d'environ 3 kilo-

mètres de longueur. Les alternances de grès et schistes houillers s'enfoncent sous le grès rouge *pénéen*, qui sur ce point se lie tellement au grès houiller, qu'on ne saurait préciser la ligne de séparation des deux terrains.

Deux couches de houille affleuraient dans ces alternances de grès et de schistes; on les exploita, et le réseau des travaux souterrains ne tarda pas à pénétrer sous les grès rouges superposés. Mais bientôt ces travaux vinrent se heurter contre une saillie du terrain de transition qui parut limiter l'inclinaison du bassin houiller; les exploitations languirent; l'ingénieur, désespéré par l'insuccès, se suicida, et les mines furent vendues en 1842 à une société nouvelle qui reprit les travaux.

Le soulèvement du terrain houiller qui interrompait l'inclinaison des couches par un barrage parallèle à la direction générale du terrain, fut heureusement franchi, et l'exploitation trouva au delà un vaste champ qui lui permit de développer rapidement ses produits, qui dépassent aujourd'hui 300 000 tonnes.

La coupe figure 72 indique l'extension progressive de l'exploitation par les puits successivement foncés en poursuivant l'aval pendage des couches, au-dessous des grès superposés.

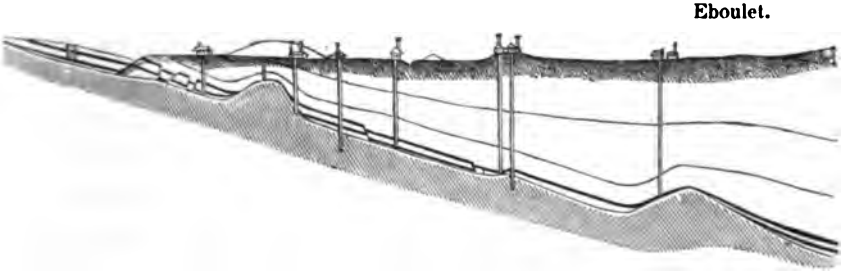


Fig. 72. — COUPE TRANSVERSALE DES HOUILLÈRES DE RONCHAMPS.

Cette coupe indique aussi les principaux accidents des deux couches situées vers la base du terrain houiller, la première ayant jusqu'à 7 mètres d'ouverture, dont 5 mètres en charbon; la seconde 4^{m},75 d'ouverture, dont 4 mètres en charbon.

Une pareille richesse devait exciter l'émulation, et un puits fut foncé au sud de la concession de Ronchamps, au lieu dit *Éboulet*,

après qu'un sondage eut démontré la continuité souterraine de la houille. Ce puits a dû traverser toute l'épaisseur des grès et des argiles rouges de la formation pénéenne. Sa profondeur dépasse 500 mètres.

Le bassin de Ronchamps est aujourd'hui reconnu sur une étendue de 4 kilomètres en direction, et de 1 800 mètres suivant l'inclinaison; c'est une surface utile d'environ 600 hectares. Toute cette surface ne présente pas, il est vrai, des conditions constantes sous le rapport de la richesse ; les modifications principales résultent des accidents marqués sur la coupe qui ont joué un rôle important dans l'historique des exploitations.

Indépendamment des failles qui fracturent et rejettent les couches, ainsi qu'il est indiqué sur plusieurs points, on connaît aujourd'hui trois accidents principaux.

Le premier, dirigé de l'est à l'ouest, c'est-à-dire parallèle à la direction des couches, a limité les exploitations antérieures à 1844, et n'a été franchi qu'en 1845, par une galerie de traverse. Cet accident présente l'apparence d'un soulèvement qui aurait relevé le terrain houiller en comprimant et supprimant les couches de houille sur une largeur de 200 mètres.

Le second soulèvement a été reconnu dans le nouveau champ d'exploitation ; il est oblique au précédent, passe à peu de distance à l'est du puits Sainte-Barbe, et se dirige sur le puits Notre-Dame d'Éboulet. Il a été reconnu sur une longueur de 2 kilomètres, avec une largeur moyenne de 250 mètres ; il rend ainsi stérile une surface de 50 hectares.

Un troisième, moins important que les deux précédents, a été reconnu par les travaux du couchant ; c'est un soulèvement parallèle au premier.

Contrairement aux premières hypothèses qui avaient admis que ces protubérances du terrain de transition à travers le terrain houiller représentaient des îles et des caps préexistants dans le lac où s'étaient formés les dépôts houillers, on considère aujourd'hui ces protubérances comme résultant de soulèvements posté-

rieurs. Cette opinion est basée sur les perturbations qu'éprouvent les couches de houille, à l'approche de ces soulèvements, dans leur allure et dans leur composition.

Les couches sont, en effet, relevées et comprimées ; leur direction subit des inflexions et des contournements ; la houille devient nerveuse au point de ne plus être qu'une roche charbonneuse et bitumineuse, chargée de pyrites. Longtemps avant cette transformation, elle est souvent pénétrée de gaz et surtout de grisou, comme il arrive en général aux houilles failleuses des accidents. A l'époque du forage d'Éboulet, lorsque la sonde atteignit la houille, il se produisit un dégagement de grisou considérable.

Ce sont également des compressions postérieures qui, sur beaucoup de points, ont réduit la puissance normale de la couche. A Éboulet et au sondage du Pré placé en aval, cette couche n'a que 2 mètres et 1^{m},80 de puissance.

Sur plusieurs points, la houille semble avoir éprouvé les altérations qui résulteraient d'actions métamorphiques; au puits Sainte-Barbe, les roches dioritiques ont, en effet, pénétré dans les roches de transition, en les modifiant profondément, et même elles arrivent à peu de distance des couches de houille.

Combien les houillères se transforment rapidement! Voici vingt ans à peine, nous parcourions toute cette contrée ; le puits Saint-Joseph était encore en fonçage ; il s'agissait de choisir l'emplacement où serait placé le puits Notre-Dame, et déjà on doit songer à des fonçages plus avancés sur l'aval pendage. A cette époque, nous nous transportâmes avec M. Bossey, ingénieur des mines, sur les grès bigarrés qui recouvrent le grès des Vosges, et nous arrivions à cette conclusion qu'un jour viendrait où il pourrait être considéré comme logique de placer un puits sur ce grès, de le traverser ainsi que les grès des Vosges et les grès rouges sous-jacents, et de poursuivre encore à travers ces épaisseurs l'idée de l'aval pendage des couches de Ronchamps. Cette idée, qui nous paraissait alors si hasardée, d'une exécution si lointaine, est maintenant à l'ordre du jour; l'exécution s'en prépare, dit-on, par un sondage. Il faudrait ici atteindre des

profondeurs de 1 200 mètres. Nous n'allions pas si loin et nous avions choisi, vers les côtes de Chérimont, un point où les puissances réunies des grès à traverser ne devaient pas dépasser 1 000 mètres. L'extension progressive des travaux sous le territoire d'Éboulet, amènera peut-être à réaliser cette entreprise.

Bassin des Alpes.

Les terrains houillers des Alpes ne sont pas marqués sur la carte géologique de France; ils ont été compris dans la zone des terrains jurassiques altérés, d'après des considérations précédemment indiquées. Le résultat principal des réunions de la Société géologique qui ont eu lieu en 1861 à Saint-Jean de Maurienne, Modane et Briançon, a été de fixer la position géologique des terrains anthraxifères des Alpes en démontrant leur assimilation au terrain houiller, presque partout recouvert par le trias.

Depuis, MM. Favre et Lory ont précisé sur les cartes locales le tracé des affleurements de ces terrains qui ajoutent une étendue notable aux surfaces houillères de la France, sans cependant rien ajouter à ses richesses.

Les couches de houille, transformées d'une manière générale en anthracites les plus secs, les moins purs et les plus accidentés, démontrent encore une fois l'énergie des perturbations et des actions métamorphiques auxquelles toute cette région a été soumise. Dans les mouvements généraux de plissements et de fractures qu'ont subi les terrains, les plans de stratification de la houille ont été presque toujours affectés par des glissements, des compressions et des étirements qui ont déterminé les accidents les plus énergiques; failles, coufflées, crains, renflements. L'anthracite s'est trouvé presque partout broyé par ces accidents, de telle sorte qu'on ne peut généralement en obtenir que des charbons écailleux ou pulvérulents.

Les exploitations sont nombreuses dans la Maurienne, la Tarentaise, le Briançonnais et le Dauphiné; elles n'ont d'importance que dans le bassin de la Mure. Sur plusieurs points de la Mau-

rienne, et notamment aux environs de Saint-Michel et de Briançon, il existe des couches de 1 à 5 mètres de puissance, mais elles n'ont pas la continuité des couches de la Mure.

Dans toute la région des Alpes, la partie inférieure du terrain houiller, composée de grès grossiers et même de conglomérats, paraît stérile; les étages supérieurs sont composés de schistes et psammites dans lesquels on trouve les débris de toute la flore houillère. Cette généralité et cette abondance des plantes houillères suffirait en quelque sorte pour assimiler les terrains anthraxifères au terrain, car, parmi les fossiles caractéristiques, aucun n'a plus de valeur que les fougères, les annularias, les calamites, les sigillaires, etc... Sans doute, les roches constituantes de ces terrains houillers, altérées par le métamorphisme, ne présentent pas l'identité désirable avec les roches types de nos autres bassins houillers; les conglomérats et poudingues de Valorsine et du Trient, les quartzites et les grès talqueux de la vallée de l'Arc, les ardoises gris bleuâtre de la Tarentaise n'ont guère le caractère houiller. Mais lorsque, dans ces grès superposés aux gneiss ou aux schistes cristallins, on trouve des tiges de calamites ou de sigillaires; lorsque dans ces schistes ardoisiers on voit des empreintes de pécopteris et de sphénopteris se détacher en blanc argentin et talqueux; lorsque des couches d'anthracite alternent avec ces grès et ces schistes, ne doit-on pas admettre que c'est bien là le terrain houiller, soumis comme toutes les roches des Alpes à des altérations postérieures. La constatation du trias alpin, superposé presque partout à ces terrains, a confirmé cette assimilation.

Ce qui nous a surtout frappé et convaincu, c'est la traversée de ces roches par le tunnel des Alpes. A voir les terrains à l'extérieur, on pouvait encore douter et discuter; mais, pénétrant dans la masse, on a vu disparaître en partie les apparences métamorphiques des roches; le caractère houiller était tellement prononcé dans les schistes et psammites anthraxifères de la partie supérieure, que sous l'impression de cette identité et après avoir suivi le terrain houiller, le trias et le lias, de l'Echaillon

au col des Encombres et à Modane, nous avons dû renoncer à l'opinion que nous avions admise jusque-là, et nous rallier à celle qui rétablissait l'ordre normal dans la stratigraphie des terrains des Alpes.

Le *bassin de la Mure* ou *du Drac*, en Dauphiné, est la partie la plus riche du terrain houiller des Alpes. La surface connue de ce bassin a été évaluée à 2000 hectares, une partie étant simplement probable, et cachée sous les couches puissantes du lias superposé.

Le bassin de la Mure est à la fois remarquable sous le rapport de l'étendue de la continuité et de la puissance des couches d'anthracite, conditions qui ne se retrouvent ni dans la région de la Maurienne ni dans celle du Briançonnais. Comme ensemble de roches, il ne se distingue pas très-nettement; cependant les grès houillers sont à grains plus fins que sur les points où ils sont plus développés en épaisseur et sans couches combustibles; les grès les plus fins sont ceux qui contiennent les couches combustibles.

Les grès de la base, d'une épaisseur de 150 mètres environ, qui séparent les dernières couches d'anthracite des schistes talqueux micacés sur lesquels ils reposent, sont à grains grossiers, et les bancs inférieurs sont des brèches formées aux dépens des terrains préexistants.

Les grès supérieurs anthraxifères de la Mure reposent en général sur les schistes de transition concordants, mais sur d'autres points la discordance des deux terrains a été constatée.

Ces concordances de stratification sont habituelles dans l'Oisans, et le métamorphisme qui, à partir des calcaires du lias, a le plus souvent transformé toutes les roches, à tel point qu'on ne saurait y retrouver ni les caractères distinctifs ni les lignes séparatives des diverses formations, a maintenu pendant longtemps de grandes incertitudes sur l'âge des masses qui constituent les Alpes. Nulle part mieux que dans l'Oisans ne s'applique aussi bien la comparaison de M. Elie de Beaumont, des actions métamorphiques sur les terrains, avec celle du feu sur un arbre dont

une extrémité aurait été carbonisée, en passant progressivement du bois sain au bois complétement défiguré et réduit à l'état de charbon. Les roches jurassiques, triasiques et houillères perdent ainsi progressivement leurs caractères à mesure qu'on s'approche du massif cristallin du Pelvoux. C'est en vertu de ces actions que, dans l'Oisans comme dans la Maurienne, la houille n'existe qu'à l'état d'anthracite.

Les couches exploitées dans le bassin de la Mure sont au nombre de trois à cinq. La grande couche a une puissance de 6 à 12 mètres et les autres de $0^m,60$ à 2 mètres.

Ces couches, activement exploitées pour les consommations de Grenoble, ont des allures très-accidentées. On peut en juger par le tracé des allures qu'elles suivent dans la concession de Peychagnard, une des mines les plus importantes.

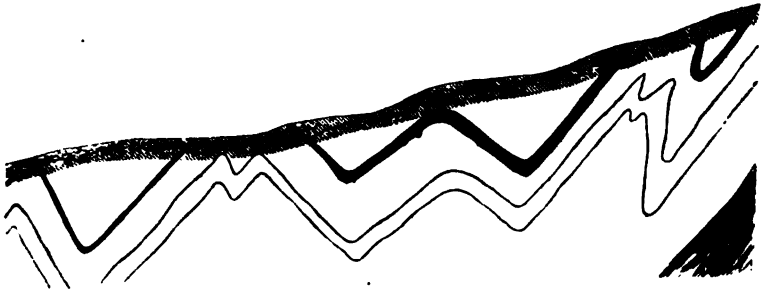


Fig. 73. — COUPE DU TERRAIN HOUILLER DE PEYCHAGNARD.

On voit, d'après la coupefigure 73, que le terrain, comprimé par des pressions latérales, a été ployé de manière à former une série de V, comme les terrains similaires du Nord et de la plupart des bassins du Centre.

Zone des bassins houillers du Midi.

Les houillères de la zone méridionale ont pris, depuis vingt ans, un développement rapide, presque entièrement dû aux consommations industrielles. Les besoins du chauffage domestique sont beaucoup moindres dans ces contrées que dans celles du Nord, mais l'extension des voies de communication porte aujour-

d'hui les charbons partout où il existe les éléments d'une industrie, la métallurgie tend à prendre une importance notable, et la navigation à vapeur appelle les charbons vers tous les ports de mer. La situation des exploitations houillères en Angleterre a même permis d'exporter vers l'Espagne et l'Italie des quantités qu'il sera facile d'accroître si la production peut répondre aux demandes.

Cette restriction est obligée en présence de ce qui se passe dans tous nos centres de productions. Tant que la demande a été au-dessous des facultés d'exploitation, on a considéré les bassins houillers comme tellement riches, qu'il n'y avait qu'à s'occuper du développement des consommations; mais, dès que cette demande a dépassé les prévisions, on a conçu des inquiétudes légitimes sur nos forces productives.

Deux bassins de grande richesse et de grande production fournissent aux consommations des départements du Midi : le bassin de l'Aveyron, dit d'*Aubin et Decazeville*, et le bassin d'Alais, dans le Gard. A ces deux éléments principaux, les bassins houillers de Carmaux et de Graissessac, les bassins de lignites tertiaires de Fuveau et de Manosque joignent des appoints notables; puis, certains terrains houillers peu explorés, tels que ceux de Roujan, du Var, etc., représentent l'inconnu.

Bassin d'Aubin et Decazeville.

Dans l'Aveyron, le bassin houiller principal est celui d'Aubin, auquel les établissements de Decazeville ont donné une certaine célébrité et qui figure sur la carte comme le plus important de la zone méridionale par ses dimensions. Sa forme est celle d'un triangle irrégulier, dont la base a environ 10 kilomètres de longueur et dont la hauteur nord-sud a 20 kilomètres. La surface du terrain houiller découvert est de 9 000 hectares.

Cette surface est très-inégale et accidentée, bien que les altitudes moyennes ne soient que de 300 mètres; les ondulations qui y sont tracées ne présentent d'ailleurs aucune ligne d'ensemble

qui permette d'en distinguer les limites géologiques et d'y reconnaître l'allure générale des stratifications.

Les reliefs les plus apparents encaissent les vallées de Rieuvieux, de l'Enne, de Combes, de Rieumort et du Lot, et coupent transversalement le bassin de l'est à l'ouest, sillons fortement accusés qui résultent de failles dont les érosions ont étendu et approfondi les ouvertures. M. Boisse, dans sa description géologique du département de l'Aveyron, a très-bien défini cette origine des vallées principales par le diagramme N-S (fig. 74), qui représente, de Ruhle à Decazeville, la série des vallées, les failles et l'allure générale des couches.

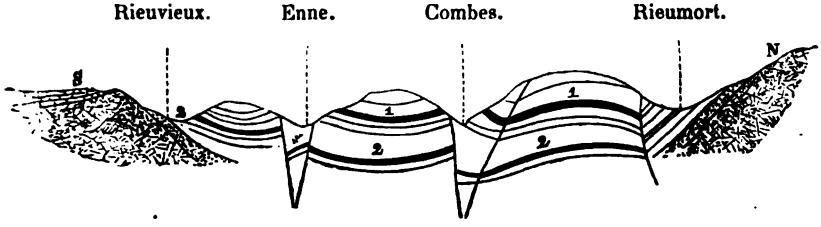


Fig. 74. — COUPE NORD-SUD DE RUHLE A DECAZEVILLE (Boisse).

Les couches de houille exploitées sur les divers points du bassin d'Aubin ont été rapportées à deux étages distincts, superposés à un étage stérile de grès et de poudingues à gros galets de granite, de diorite, de quartz et de schistes. Au-dessus des deux étages houillers se trouve sur quelques points un quatrième étage stérile, composé de grès et de psammites.

L'étage *houiller supérieur*, dit de *Decazeville*, est le plus riche ; c'est celui qui renferme les gîtes puissants de Lagrange, Bourran, Fraysse, Combes et la Vaysse. Ces gîtes de la formation supérieure (1), dans lesquels la houille atteint des puissances de 20 à 50 mètres, appartiennent à la même grande couche, au-dessous de laquelle se trouvent plusieurs autres couches de 2 à 4 mètres d'épaisseur, superposées à l'étage inférieur (2).

Dans le bassin de l'Aveyron, plus encore que dans les autres, on remarque la disposition générale des stratifications du terrain houiller, à contre-pente des versants qui encaissent les vallées.

Cette disposition est expliquée par le croquis théorique (fig. 75), par lequel M. Boisse indique le mode de formation des vallées ouvertes par la rupture des plis en selle.

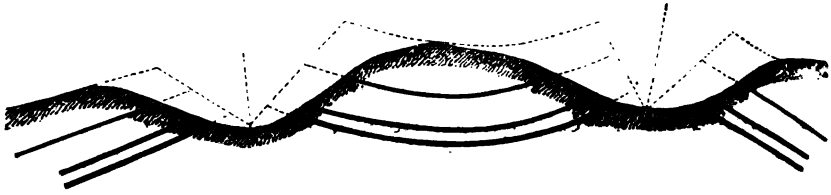


Fig. 75. — OUVERTURE DES VALLÉES DE FRACTURE DANS LE TERRAIN HOUILLER (Boisse).

L'étage *inférieur*, dit *de Campagnac*, marqué (2) (fig. 74), est séparé du précédent par environ 200 mètres d'alternances de grès et de schistes. Il contient également une grande couche de 6 à 12 mètres et plusieurs couches de 1 à 3 mètres ; il est l'objet d'exploitations importantes à Campagnac, Firmy, Cransac et au Mazel; les couches de Ruhle, de 1 à 3 mètres, ont été quelquefois considérées comme appartenant à un système encore inférieur.

L'allure générale des stratifications dans le bassin d'Aubin est toute différente de celle qui existe dans les bassins qui peuvent lui être comparés comme étendue. Les dépôts ont été ployés de manière à présenter une série de fonds de bateau à peu près de valeur égale, de sorte qu'il n'y a pas de ligne principale d'ennoyage.

La surface est mouvementée de manière à présenter une série d'ondulations découpées par des vallées qui entourent une grande partie de l'épaisseur du terrain houiller, sans que ce terrain puisse descendre à de grandes profondeurs. Ce mode d'accidentation (fig. 74 et 75) explique les dispositions généralement superficielles des gîtes houillers.

En parcourant les vallées de fracture de Rieuvieux, de l'Enne, des Combes, de Rieumort, considérablement élargies par les érosions postérieures, on voit affleurer sur les versants opposés des couches de houille dont l'allure dominante est à contre-pente. Les thalwegs ayant été déterminés par des failles, les affleurements, qui paraissent se correspondre par leur situation, appartiennent souvent à des couches différentes; c'est ainsi que la

grande couche de Campagnac, relevée par les failles, se trouve placée vis-à-vis la grande couche du Fraysse qui appartient à l'étage supérieur. Mais, lors même que la dénivellation n'a pas été assez forte pour altérer sensiblement les altitudes, comme dans la vallée des Combes, les grandes couches sont sujettes à de telles variations dans leur puissance et leur composition, qu'il est difficile d'en suivre la continuité.

Fig. 76. — COUPE DE LA GRANDE COUCHE LAGRANGE, BOURRAN, COMBES ET SERONS (Boisse).

Ainsi la figure 76 représente à l'échelle de un dix-millième la grande couche de Decazeville dans la montagne qui comprend les gîtes de Lagrange, Bourran, Combes et Serons. L'allure générale est à contre-pente du versant de la vallée des Combes, où la couche affleure avec une puissance de 40 mètres; dans la vallée de Rieumort, elle n'a plus que 10 à 12 mètres. Dans l'intérieur de la montagne, l'allure monte par un pli en selle, et la puissance de la couche atteint 60 et 70 mètres; tandis que vers le fond de bateau non-seulement la puissance est réduite à 12 mètres, mais la houille s'amaigrit en passant à un schiste chargé de fer carbonaté qui constitue un véritable minerai de fer.

La montagne des Paleyrets (fig. 77), entre les Combes et l'Enne, présente une allure analogue. Deux fonds de bateau se succèdent à contre-pentes, le pli en selle qui les sépare ayant été dénudé. Un faisceau de quatre couches y constitue l'étage houiller supérieur, la grande couche de Lagrange et Bourran étant probablement représentée par les deux couches supérieures. La couche numéro 2, qui atteint près de 10 mètres, se réduit progressivement à 3 et 2 mètres, et ce puissant système

houiller s'amoindrit dans un espace restreint, ainsi qu'on le voit par la coupe du gîte des Paleyrets (fig. 75), à l'échelle de un dix-millième, comme la précédente, à laquelle elle fait suite.

Fig. 77. — COUPE DES PALEYRETS (Boisse).

La conséquence la plus importante de ces allures, c'est que le système inférieur de Campagnac doit se trouver en profondeur à 2 ou 300 mètres au-dessous du système Lagrange et des Paleyrets. Dans quelles conditions de puissance? il est impossible de le prévoir, en présence des variations d'épaisseur et de composition que présentent les couches de l'étage supérieur. Ce que l'on connaît suffit d'ailleurs pour caractériser le bassin d'Aubin comme un des plus riches de la France.

Sur une petite partie de son périmètre, la partie méridionale du bassin est limitée par la superposition de terrains postérieurs. Au sud-ouest, vers Montbazens, la limite est ainsi formée, de Lagan à Valzergues, par le terrain jurassique; du côté de l'est, de Firmy à Auzits, elle est formée par le trias. Ces superpositions jettent quelques doutes sur les limites réelles du terrain houiller qui peut se prolonger sur quelques points, en dessous des terrains secondaires; mais, outre que les lignes de superposition ont peu d'étendue, des éruptions porphyriques vers Ruhle et serpentineuses vers Firmy annoncent que les limites géologiques du bassin sont formées par des zones très-accidentées.

Bassin des Palanges.

A l'est de Rodez, vers Bennac, se montrent des affleurements houillers entre les terrains de granites et gneiss qui forment la petite chaîne des Palanges, et les dépôts triasiques et jurassiques qui ont rempli le golfe est-ouest indiqué sur la carte géologique, depuis le bassin d'Aubin jusque vers Severac.

Ce golfe, dont la largeur est comprise entre Rodez et Espalion, présente une série de lignes géologiques très-accusées ; au sud, par la chaîne granitique et schisteuse des Palanges, qui forme la lisière méridionale ; en second lieu, par une zone d'affleurements des terrains houillers, permiens et triasiques ; au nord, par une faille est-ouest qui met subitement en contact cette zone avec celle des terrains jurassiques. Il en résulte, dans la contrée traversée par ces zones, de Bennac à Severac, des lignes très-distinctes, formées par les sommités arrondies des terrains anciens, par les plateaux houillers ou triasiques et par les plateaux calcaires jurassiques qui encaissent la rive gauche de l'Aveyron. Ces lignes se suivent parallèlement sur environ 30 kilomètres de longueur.

Si l'on examine les divers lambeaux houillers indiqués sur la carte géologique du département de l'Aveyron par M. Boisse, on voit que sur le littoral opposé du golfe il existe quelques lambeaux houillers symétriques, et que, vers le milieu, un soulèvement granitique a encore ramené ce terrain au jour. Le fond du golfe semble ainsi avoir été couvert par des dépôts houillers dont les fragments se montrent sur un assez grand nombre de points ; mais il faut ajouter que la puissance des dépôts ne semble pas confirmer l'hypothèse qui rattacherait à un même bassin tous ces fragments sporadiques.

Sur toute la ligne des affleurements appuyés sur les Palanges, le terrain houiller conserve les mêmes allures de composition.

Fig. 78. — COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN HOUILLER A BENNAC.

Cette allure est indiquée par la coupe transversale figure 78, prise dans la concession de Bennac, la plus rapprochée de Rodez.

On voit, d'après cette coupe, que le terrain houiller (H) est resserré entre le terrain de granite et gneiss des Palanges (Gn) et une faille dont l'amplitude est telle, que les terrains jurassiques (J) sont amenés à la surface. La partie centrale est recouverte par un terrain permien (P).

Trois couches ont été reconnues dans ce terrain houiller, les deux premières de 0m,50 à 1 mètre, la troisième de 1 à 2 et 4 mètres. Ces couches, exploitées pour les consommations locales, fournissent annuellement 10 à 12 000 tonnes de houille.

L'ensemble du terrain est comprimé et sillonné de failles longitudinales et transversales, ces dernières ayant eu pour effet de le couper dans toute son épaisseur et de déterminer des vallées qui séparent les affleurements en collines isolées.

Sur toute cette série de collines, à Gages, à Bertholène, au Mejanel, situé à l'extrémité vers Severac, la disposition géologique de la zone houillère, comprimée entre les gneiss et la faille, se maintient, et l'on retrouve les trois couches indiquées par la coupe de Bennac; de telle sorte que, malgré leur isolement, on doit admettre qu'ils appartiennent bien réellement à la lisière d'un même bassin. Les couches de houille sont en général minces et n'atteignent que sur certains points les puissances exceptionnelles de 2 et 4 mètres.

Bassin de Carmaux.

Le *bassin de Carmaux* est, comme ceux d'Aubin et de l'Aveyron, un élément important de la production houillère dans le Midi. Sa situation rapprochée d'Albi et du Tarn lui a ouvert des débouchés faciles, et la production annuelle dépasse le chiffre de 120 000 tonnes.

Ce bassin est encore un de ceux dont les limites ne sont pas nettement définies. Du côté de l'ouest, il disparaît sous les grès bigarrés; du côté du sud, sous les terrains tertiaires. Quelques sondages entrepris entre Carmaux et Albi ont, il est vrai, traversé les terrains tertiaires et rencontré les terrains de transition néga-

tifs ; mais la région de l'ouest présente des chances plus favorables, les grés bigarrés se trouvant liés avec les dépôts houillers par des passages minéralogiques et des concordances de stratification qui semblent indiquer que la dépression houillère et celle du trias offraient certaines similitudes géographiques.

Le terrain houiller de Carmaux est remarquable au double point de vue de la richesse et de la régularité des couches de houille. Dans une faible épaisseur de dépôts, il contient cinq couches de 1 à 3 mètres de puissance. Les épaisseurs réunies donnent une moyenne de 10 mètres.

Les travaux souterrains s'étendent sur un espace d'environ 2 kilomètres de longueur sur 1 500 mètres de largeur, soit une superficie de 300 hectares. Trois centres principaux d'extraction se succèdent de l'est à l'ouest ; ils sont isolés par des failles, et l'on n'y a rencontré jusqu'à présent ni le fond ni les parois du bassin.

Les limites nord du bassin sont précisées par des saillies encaissantes des terrains de transition ; du côté du sud, elles restent incertaines par la superposition des grès bigarrés. Ces grès, par leur allure et leur composition, semblent se lier aux dépôts houillers et permettent de supposer, d'après cette liaison géologique, un prolongement souterrain qui pourrait avoir de l'importance ; cependant les recherches entreprises en 1862 et 1865, sur les prolongements supposés vers le sud et le sud-ouest, consistent en deux sondages placés près du périmètre de la concession et arrivés au terrain négatif.

Dans l'état des connaissances actuelles, la concession de Carmaux, qui est de 8 800 hectares, contiendrait le terrain houiller sous la moitié de sa superficie.

Bassin de Graissessac.

Le *bassin de Graissessac*, situé près de Saint-Gervais, dans l'Hérault, a souvent été cité comme renfermant de grandes

richesses. De nombreuses couches de houille affleurent, en effet, dans tous les ravins qui sillonnent la surface très-accidentée du terrain houiller, et l'exploitation y aurait pris depuis longtemps une grande importance, si la difficulté des voies de communication n'avait été un obstacle insurmontable.

Le bassin, presque entièrement à découvert et isolé dans les terrains de transition, forme une zone d'environ 18 kilomètres de longueur, depuis le pont de l'Orb, sur la route de Bédarrieux à Lodève, jusque vers la Mouline, sur la route d'Agde à Castres. Sa largeur moyenne est d'environ 2 kilomètres.

Les exploitations de Graissessac sont des plus anciennes ; elles sont citées dès l'an 1770, par Gensanne; mais elles n'ont pris de développement sérieux qu'après l'établissement du chemin de fer de Graissessac à Béziers, qui ouvrit un débouché à leurs produits. Ces exploitations, qui produisaient à peine 40 000 tonnes, péniblement transportées sur les routes des environs, s'est rapidement accrue depuis l'ouverture du chemin de fer; leur production atteint aujourd'hui le chiffre de 300 000 tonnes. développement qui peut paraître lent, eu égard aux richesses apparentes du bassin.

Le bassin de Graissessac, dirigé de l'est à l'ouest, est limité et encaissé sur la plus grande partie de son périmètre par les terrains schisteux de transition. L'encaissement est formé par des schistes cristallins continus au nord et à l'ouest; au sud ce sont des schistes et des calcaires dévoniens qui limitent le terrain houiller; à l'est ce terrain houiller plonge et disparaît sous les grès bigarrés.

Les concessions de Castanet et Saint-Geniès, à l'extrémité occidentale, ne renferment que des couches anthraciteuses. On y extrait, par année, environ 10 000 tonnes d'anthracites consacrés aux usages de chaufournerie. La couche dans laquelle sont ouverts les travaux d'exploitation a une puissance normale de 3 mètres; mais, sur quelques points, elle présente des renflements qui ont eu jusqu'à 15 mètres d'épaisseur. Ces couches anthraciteuses représentent évidemment, comme d'habitude, l'étage inférieur

du terrain houiller; les étages supérieurs, caractérisés par les charbons gras, sont exploités dans les concessions de Saint-Gervais, du Devois, de Boussagues et du Bousquet.

Le bassin de Graissessac est sillonné par des vallées profondes et étroites, presque toutes dirigées du nord-nord-ouest au sud-sud-est, dont les fentes parallèles semblent représenter des failles, de chaque côté desquelles il est très-difficile de suivre et d'assimiler les couches de houille.

La lisière nord de l'encaissement, violemment soulevée et formant des sommités abruptes, paraît être le point de départ de toutes ces ruptures transversales du bassin. Vers cette lisière se trouvent les points culminants des dépôts houillers, et les plus fortes inclinaisons qui les ont affectés.

D'après la disposition des couches ainsi relevées sur la lisière nord et découpées transversalement par les ravins profonds des vallées de fracture, le mode d'exploitation s'est trouvé indiqué à l'avance. Des galeries prises dans les ravins ont permis de recouper un certain nombre de couches et d'en exploiter l'amont pendage; on procède encore de cette manière, sans foncer de puits. Les montagnes houillères les plus activement exploitées sont celles du Bousquet, de la Padène et de Garella.

Au Bousquet, on connaît onze couches de houille, dont six ont été ou sont en exploitation; la somme de leurs puissances réunies est d'environ 10 mètres; la plus puissante ayant 3 mètres d'épaisseur normale, et la plus petite $0^{m},60$.

Sur le versant de la montagne de la Padène, on a constaté l'existence de vingt-cinq affleurements. Sept couches principales sont actuellement en exploitation, la plus puissante ayant 5 mètres et la moindre $1^{m},50$ d'épaisseur. Les épaisseurs réunies des sept couches donnent une moyenne de 16 à 17 mètres. Ces couches de la Padène, les plus puissantes du bassin, sont en même temps les plus grasses.

On pense que les couches exploitées au Bousquet sont celles qui se trouvent au mur des couches exploitées à la Padène;

cependant on n'a pu trouver encore aucune démonstration géologique de cette classification.

A Garella, on connaît neuf affleurements, dont cinq couches exploitées forment une puissance totale de 10 mètres. La couche la plus puissante a 4 mètres, et la moins puissante a 1 mètre d'épaisseur. Sur ce point, la stratification présente une régularité remarquable.

Les houilles de ces trois gîtes principaux, Garella, la Padène et le Bousquet, ont le caractère général des houilles demi-grasses. Elles contiennent de 18 à 26 pour 100 de matières volatiles, leur teneur en cendres étant de 5 à 9 pour 100. Elles s'appauvrissent en matières volatiles, et deviennent par conséquent de plus en plus maigres, à mesure qu'on s'approche de la partie occidentale du bassin.

Bassin de Roujan.

Au sud-est du bassin de Graissessac, le *bassin de Roujan* se révèle par une série d'affleurements qui semblent indiquer une certaine étendue.

Les affleurements houillers forment une zone infléchie et interrompue dont la largeur n'excède pas quelques centaines de mètres; mais la stratification, relevée vers le nord par le terrain dévonien sur lequel cette zone est appuyée, plonge du côté du sud sous les terrains permiens et triasiques, de manière à démontrer que ces lambeaux sporadiques appartiennent à un même bassin dont la plus grande partie est recouverte.

L'exploitation a porté principalement sur la région du Caylus, où l'on a suivi, par des galeries d'allongement dont la longueur a été de plus de 1 kilomètre, une couche de $0^m,50$ à 1 mètre, qui a fourni 20 à 30000 tonnes par année.

L'exploitation s'est également portée sur la zone de Sauveplaine et sur l'îlot protubérant du Mounio.

Un bassin dans les conditions précitées, contenant des couches sur toute la longueur de ses affleurements, et dont l'aval

pendage se trouve recouvert par les dépôts secondaires, présente évidemment de nombreux problèmes à résoudre par des fonçages à entreprendre sur les morts-terrains. Un fonçage a été en effet entrepris sur l'aval pendage de la couche du Caylus ; il a pénétré dans le terrain houiller et se poursuit vers le plan de stratification qui doit renfermer le prolongement de cette couche.

Bassin du Vigan.

Le cap granitique et schisteux des Cévennes disparaît au sud au-dessous des terrains triasiques et jurassiques qui suivent la lisière du plateau central. Aux environs du Vigan, quelques affleurements semblent indiquer que le terrain houiller se trouve là à son rang géologique.

Plusieurs de ces affleurements sont simplement des lambeaux isolés, superposés aux schistes talqueux et aux calcaires métamorphiques ; mais à Soulanon le terrain houiller plonge à 45 degrés sous les terrains jurassiques de la montagne de la Fage, et l'on y a suivi, sur environ 60 mètres d'inclinaison, une couche de houille de 1 mètre de puissance et de bonne qualité. A Cavaillac, les surfaces houillères prennent plus d'importance et forment un croissant à l'intérieur duquel se superposent d'abord les dépôts du trias, puis les protubérances liasiques et jurassiques de Molières et d'Esparou.

Le dessin suivant lequel se présentent ces affleurements semble indiquer l'existence d'un bassin assez important, dont le pendage se continue jusqu'à une distance indéterminée au-dessous des terrains triasiques et jurassiques. La présence de deux couches de houille vient à l'appui de cette pensée. La première, de 1 à 3 mètres de puissance, la seconde de 0m,70 à 1m,40, ont donné lieu à des travaux d'exploitation jusqu'en 1847, époque à laquelle l'affluence des eaux provenant des grès triasiques détermina l'abandon.

Un sondage foré sur le bord de l'Arre, au-dessous du village de Molières, a recoupé le terrain houiller à 103 mètres de pro-

fondeur ; on peut donc penser, d'une part, que la formation houillère s'épanouit avec le trias au-dessous de la colline jurassique de Molières, au nord de laquelle on voit en effet des affleurements dans le ravin d'Esparou et, d'autre part, que l'ensemble des deux terrains pénètre au-dessous de la montagne de la Tessonne ; on en déduisait la probabilité de près de 1 kilomètre d'étendue possible du sud au nord. Tel était l'état de la question en 1847, époque à laquelle M. de Reydellet dut abandonner ses travaux par suite de l'insuffisance des fonds mis à sa disposition pour l'entreprise de puits cuvelés à travers le trias. Il nous a communiqué les notes prises à cette époque et nous en extrayons la coupe figure 79, faite en avant de Molières, situé sur le lias, et du château de l'Esparou, sur le terrain jurassique. Cette

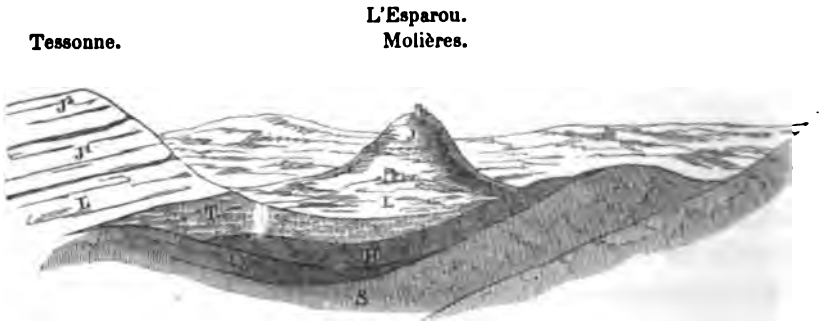


Fig. 79. — COUPE DU TERRAIN HOUILLER DU VIGAN.

coupe indique qu'en remontant la rivière d'Arre on ne tarde pas à voir disparaître le trias T, superposé au terrain houiller H. La base liasique L, de la butte d'Esparou, se réunit à celle de la montagne de Tessonne, et le thalweg de l'Arre, qui les sépare, ne tarde pas à pénétrer dans les stéaschistes S, qui se relèvent et paraissent devoir rejoindre le lias à une distance peu considérable.

Il ne faut donc pas s'exagérer l'étendue du champ normal des recherches ; le bassin du Vigan est, comme tant d'autres, un petit bassin local, enclavé dans les terrains granitiques schisteux sur le périmètre du plateau central. Il a été amené au jour à travers les terrains triasiques et jurassiques par une éruption de porphyres dont on voit les affleurements.

Bassin du Gard.

Le *bassin du Gard*, placé à peu de distance du Rhône, est, dans la zone méridionale, celui qui est en tête de sa production. La carte géologique nous montre ses contours apparents, très-découpés, surtout par un promontoire des terrains schisteux cristallins qui divise son extrémité occidentale en deux parties distinctes : le bassin de Portes ou du Gardon et le bassin de Gagnière ou de la Cèze.

Des hauteurs qui dominent Portes et encaissent la Gagnière, le terrain houiller s'abaisse vers les plaines d'Alais et disparaît par des pentes rapides sous les terrains triasiques et néocomiens. A Cendras, à Rochebelle, surgissent les derniers affleurements des dépôts houillers sous forme d'îlots protubérants, au-dessus des terrains postérieurs; ce sont des témoins remarquables par leurs stratifications ployées et redressées ; ils attestent la continuité sous-jacente du terrain houiller. Ces parties saillantes disparaissent elles-mêmes sous les dépôts secondaires, en dessous desquels le terrain houiller se prolonge à des distances inconnues. Aujourd'hui la recherche et la mise en valeur de ces parties souterraines est l'objectif principal de nombreuses entreprises qui rencontrent pour obstacle les inclinaisons rapides des stratifications plongeantes sous les morts-terrains et les grandes profondeurs qui en résultent.

Les premiers massifs de terrains houillers qui surgissent au-dessus du trias et du lias, furent d'abord exploités comme devant alimenter les hauts fourneaux et forges d'Alais ; mais les exploitations y rencontrèrent des allures contournées et accidentées, tandis que le valat de la Grand-Combe présentait des affleurements d'allures régulières qui permettaient d'extraire la houille dans des conditions bien plus favorables ; les travaux facilités par les chemins de fer s'y développèrent de préférence.

La figure 80 représente une coupe de ces allures. La montagne dite de *Sainte-Barbe*, presque isolée, domine le Valat de la Grand-Combe et présente sur ses flancs les courbes d'affleure-

ments d'une formation houillère supérieure (H), comprenant plus de dix couches de 0m,30 à 2 mètres de puissance; ces couches s'enfoncent sous le trias (T) et sous le lias (L).

Cette série se termine en profondeur par une couche de 4 mètres de puissance moyenne, dite *couche de Champclauson*, dont les caractères sont assez constants pour qu'elle puisse servir d'horizon géologique dans toute l'étendue du bassin.

Fig. 80. — COUPE DE LA MONTAGNE SAINTE-BARBE A LA GRAND-COMBE.

La couche de Champclauson, caractérisée par sa puissance et par la nature sèche de son charbon, s'étend sous le vaste plateau de ce nom où elle est exploitée; elle est suivie par les travaux souterrains sous le plateau supérieur de Comberedonde et jusqu'aux cols de Portes et de Malpertus.

Au-dessous de cet horizon se trouve un second système ou étage, comprenant six couches de houille de 1 à 2 mètres de puissance, dont les affleurements forment une ceinture continue autour de la partie extrême du bassin de Portes.

Le bassin du Gard, découpé en deux bassins distincts par le promontoire du Rouergue, n'est pas composé d'éléments identiques dans ses deux parties. Les dénominations distinctes de *bassin du Gardon* et de *bassin de la Cèze* sont justifiées, en ce sens que les dépôts effectués dans les deux parties, et surtout les couches de houille, présentent des différences notables.

Ainsi on a reconnu qu'il existe dans le bassin de la Cèze un étage supérieur à celui de Sainte-Barbe, et M. Parran, dans son étude stratigraphique des terrains du Gard, a résumé par le tableau suivant la classification générale des couches dans le bassin houiller du Gard en trois étages.

		Épaisseurs.
Étage supérieur : 800 mèt.	Faisceau charbonneux du Mazel, des Salles, de Molières, des Brousses, de Saint-Jean de Valeriscle. 13 couches de houille à Saint-Jean, donnant un maximum de 12 mètres. N'existe que dans le bassin de la Cèze...	300m
	Schistes à miroirs et grès fins micacés stériles de la vallée de Gagnières et Doulovy. N'existe que dans le bassin de la Cèze.....	250
	Conglomérats à gros éléments de la Chapelle-Saint-Laurent, du Castellas, des pinèdes du Moulin-Chavagnac. N'existe que dans le bassin de la Cèze....	250
Étage moyen : 405 mèt.	Faisceau houiller supérieur de Champclauson, Combe-redonde, Sainte-Barbe, Portes, Chauvel, Mercoirel, Martinet, Trelys, Palmesalade, Bességes supérieur, Lalle. 11 couches de houille à Sainte-Barbe, donnant une épaisseur maximum de 18 mètres. Fer carbonaté en rognons et en couches.....	280
	Grès ou poudingues stériles. Plan de Champclauson. Les Bouziges.....	125
Étage inférieur : 550 mèt.	Faisceau houiller inférieur de Portes, de la Levade, de Grand-Combe, de Bességes. 6 couches de houille donnant une épaisseur maximum de 18 à 20 mètres à la Grand-Combe. La couche des Blachères, de Portes et de Cessous est comprise dans ce groupe..	250
	Poudingues et conglomérats quartzeux de la base, stériles. Luminières, Lajasse, Bordezac, Bességes. Paillettes d'or à Abaud. Rognons de minerais de fer....	300
	PUISSANCE TOTALE.....	1755m

Les épaisseurs de charbons indiquées dans ce tableau doivent être réduites de moitié dans chaque faisceau charbonneux pour donner les épaisseurs moyennes.

Le terrain houiller apparaît dans le bassin du Gard sous un aspect singulièrement abrupt. A peine a-t-on dépassé Alais, qu'il se dégage, par des pentes fortement inclinées, de dessous les terrains secondaires, dont il soulève brusquement les stratifications. Ses escarpements grisâtres, constamment dénudés et ravinés, donnent au sol un aspect sauvage qui augmente à mesure

qu'on s'élève sur les pentes. L'altitude du terrain houiller dépasse, en effet, 500 mètres, et la route de Mende n'y a trouvé pour son passage que le col de Portes, élevé de 400 mètres au-dessus du niveau de la mer.

De ce col, où se trouvent le vieux château historique et le village de Portes, on peut s'élever sur la montagne des Pinèdes et embrasser du regard toute l'étendue du golfe dans lequel a été déposée la partie orientale du bassin houiller. Les dépôts accidentés sont divisés par le ravin de l'Oguègne, situé à 200 mètres en contre-bas; la montagne dite *des Bouziges*, qui termine l'horizon, en est le fragment principal; le versant de cette montagne montre les affleurements superposés de toute la série des couches de houille qui plongent à contre-pente et dans lesquelles se sont développées les exploitations.

Cette série de couches comprend toute la série de l'étage inférieur; la couche supérieure, celle de Champclauson, affleurant un peu au-dessous du col de Portes.

La montagne des Bouziges est donc entièrement houillère, et derrière on voit s'élever l'encaissement formé par les schistes talqueux dont les surfaces montagneuses servent de piédestal aux sommités granitiques du mont Lozère.

Les eaux pluviales sillonnent violemment ces pentes houillères. Tout y est torrent, l'Oguègne, le Luech, la Cèze, le Gardon, et les industries établies au fond des vallées y disputent constamment à la violence des eaux quelques méplats où l'on maintient à grand-peine des jardins bastionnés, de rares mûriers et des lambeaux de prairies. Sur les versants rapides s'étagent des pins rabougris et des châtaigniers; sur les plateaux supérieurs, le sol, jonché de blocs de grès et d'arènes formées par leur décomposition, fouetté par des vents violents et presque incessants, offre peu de ressources; il reste inculte et inhabité.

Ce pays sauvage a conservé de sinistres traditions : c'est là que se réfugiaient les populations persécutées, et l'on y parle encore des dragonnades des Cévennes; il serait resté tel qu'il était alors, un des plus tristes pays de France, si la houille que le

Fig. 81. — VUE DU TERRAIN HOUILLER DE PORTES, PRISE DE LA MONTAGNE DES PINÈDES.

Le terrain houiller de Portes s'étend, sous forme d'une haute colline dite *des Bouziges*, jusqu'aux contre-forts schisteux de la Lozère, qui l'encaissent. L'observateur placé sur la montagne des Pinèdes aperçoit les affleurements de la série des couches de l'étage inférieur. Ces affleurements, relevés du côté de la Lozère, plongent vers le col de Portes, au-dessous duquel se trouve la couche de Champclauson.

Les couches jalonnées par les travaux plongent à contre-pente du versant des Bouziges et se relèvent du côté opposé, où se trouvent les houillères de Cessous. La naye correspond à peu près à la crête de la montagne des Bouziges. La vallée comprise entre la montagne des Pinèdes et celle des Bouziges est celle de l'Oguègne, qui contourne le terrain houiller et va se jeter dans le Luech.

sol y renferme n'y avait créé de vastes exploitations et des établissements métallurgiques devenus célèbres. Que seraient les territoires de la Grand-Combe et de Bességes, sans la création de ces exploitations et de ces usines vivifiantes? Ce sont bien là des contrées géologiques spéciales.

Les questions relatives à la continuité du terrain houiller sous les morts-terrains secondaires et tertiaires qui recouvrent toute la région sud-est, ont une grande importance au point de vue géologique et industriel, et sont l'objet de plusieurs entreprises. Le fait du prolongement souterrain est démontré par les travaux de la Grand-Combe, qui se sont étendus au-dessous du trias sur des espaces déjà considérables : de 300 à 400 mètres à la Levade; de 600 à 800 mètres entre la Grand-Combe et Trescol. En se reportant à la coupe de la montagne Sainte-Barbe (fig. 80), on appréciera les conditions de richesse du terrain houiller au moment où il se trouve recouvert.

Cette montagne est formée par l'étage supérieur, c'est donc presque toute l'épaisseur des dépôts qui disparaît sous les morts-terrains. Au delà, en suivant la pente générale de la contrée, les témoins houillers qui surgissent auprès d'Alais, à travers ces morts-terrains, à Cendras, à Rochebelle, au Bois-Commun, sont encore formés par l'étage supérieur du bassin de la Grand-Combe.

Plusieurs entreprises ont démontré l'existence souterraine du terrain houiller sous les surfaces secondaires, en mettant en évidence les difficultés qui s'opposent à la mise en valeur de ces prolongements. A Malboso, un puits entrepris après la découverte de la houille par un sondage, a dû, en effet, être abandonné par suite de l'affluence des eaux et de l'instabilité des terrains du trias; mais à Saint-Germain les sondages exécutés par Émilien Dumas ont déterminé un fonçage qui est prêt d'arriver aux couches reconnues.

Ces travaux de recherche ont permis de reconnaître que le terrain houiller existait sous le territoire d'Alais avec toute sa puissance et probablement avec toute sa richesse.

Ainsi les couches exploitées au Bois-Commun, près Alais, et le prolongement reconnu dans les concessions de Saint-Germain et de Provençal, appartiennent, suivant toute probabilité, au système Sainte-Barbe de la Grand-Combe. A Rochebelle, la couche de 5 à 8 mètres, désignée sous les dénominations de n° 3 ou n° 2 de Rochebelle, représenterait la couche de Champclauson; de telle sorte que tout le système des couches inférieures se trouverait encore au-dessous.

Cette disposition est mise en évidence par la coupe figure 79, qui représente le faisceau houiller des dix couches de Cendras, prolongé théoriquement au-dessous des morts-terrains superposés. L'épaisseur de ces morts-terrains a été reconnue par un sondage que M. de Reydellet fit exécuter au delà du Gardon, près du chemin de fer, au lieu dit le *Moulinet* (fig. 82).

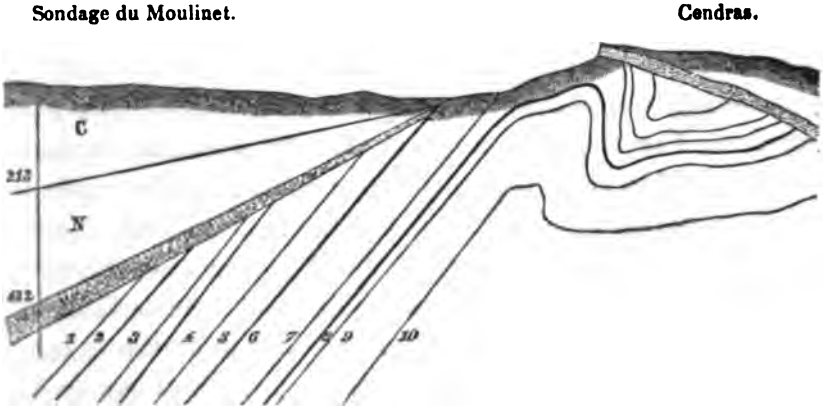


Fig. 82. — COUPE DU FAISCEAU HOUILLER DE CENDRAS.

On voit, par cette coupe, que le pli bien connu et exploité de la montagne de Cendras fait plonger le faisceau houiller sous les calcaires lacustres (C) de la plaine du Gardon; on ignorait l'inclinaison dont on ne voyait que la naissance. Le sondage a constaté une épaisseur de 213 mètres en ce point de la plaine. Le terrain néocomien (N) a présenté une épaisseur de 219 mètres; total, 432 mètres. A ce point on s'attendait à trouver des calcaires oxfordiens qui ne se montrent pas encore, et l'on est entré dans le trias, dont on a traversé une vingtaine de mètres. Ce terrain, composé de

grès durs, est celui qui forme la crête de la montagne de Cendras; un accident y fit suspendre le forage alors que M. de Reydellet calculait qu'il ne restait que 12 mètres environ à forer pour entrer dans le terrain houiller.

C'est là un travail qu'il importe de reprendre, car le succès n'en est pas douteux. Il n'y a de niveau d'eau ni dans le terrain lacustre, ni dans le terrain néocomien; en trouverait-on dans le trias, composé de grès durs? cela n'est pas certain, et les puits qui auraient pénétré en ce point dans le faisceau houiller, y trouveraient toute la série des couches inférieures.

Des recherches intéressantes entreprises, sur les morts-terrains qui recouvrent la lisière orientale du bassin de la Cèze, ont démontré la continuité souterraine du terrain houiller; ce prolongement pourrait avoir une grande importance, les couches de Banne, du Mazel et de Saint-Jean de Valériscle appartenant à l'étage supérieur. Mais plusieurs observations tendent à faire supposer que l'étage supérieur y serait seul, ses stratifications transgressives ayant franchi de ce côté les limites du bassin inférieur; d'autre part on a trouvé sur cette lisière des épaisseurs de trias considérables, et les puits ne pourront guère y pénétrer qu'en employant les procédés de fonçage et de cuvelage à niveau plein. Le sondage des Lèbres sur l'aval pendage des couches de Banne et celui de Barrière en dessous de Saint-Jean de Valériscle, ont dépassé 300 mètres de profondeur sans atteindre le terrain houiller; mais le sondage de Montalet, près Saint-Ambroix, a démontré que l'accroissement rapide des épaisseurs du trias ne persistait pas en s'avançant vers l'est; de telle sorte que, de ce côté, le prolongement est plus accessible.

On peut donc espérer dans l'avenir un large approvisionnement de houille par les extensions souterraines du bassin du Gard. On a pu déjà, vers le nord, surmonter les difficultés qui ont arrêté le puits de Malbosc, et nous ne doutons pas du succès qui serait obtenu par une série de fonçages entrepris pour recouper l'aval pendage des couches sur les divers points précédemment indiqués.

Bassin du Var.

Le terrain houiller forme une zone longue et étroite, depuis Toulon jusqu'au massif de l'Esterel.

Cette zone paraît continue, mais cachée de distance en distance par les dépôts du trias. Elle a été explorée à partir des fortifications orientales de Toulon par des travaux qui ont motivé la concession de l'Eygoutier.

Les travaux ont, en effet, constaté qu'entre le fort la Malgue, placé sur les schistes de transition, et le fort Sainte-Catherine placé sur les grès bigarrés, il existait une zone de terrain houiller, dont les couches, très-fortement inclinées, formaient une bande large d'environ 800 mètres. Vers la ligne de contact de cette zone avec les schistes de transition, on a reconnu et exploité cinq couches de houille anthraciteuse, de 0^{m},50 à 0^{m},80 d'épaisseur.

La qualité anthraciteuse et l'irrégularité de la stratification de ces charbons n'ont pas permis de donner suite aux travaux d'exploitation; mais, si l'on considère que cette reconnaissance n'a été faite qu'à 60 mètres de profondeur et sur une direction de quelques centaines de mètres, tandis que le terrain houiller existe sur plus de 60 kilomètres de longueur en direction, on admettra que ce terrain n'est pas suffisamment exploré et qu'il peut encore présenter des chances favorables.

Un gisement de cinq couches, rassemblées dans une épaisseur de terrain qui ne dépasse pas 50 mètres, atteste l'existence d'une véritable formation houilière. La qualité insuffisante des charbons pourrait se modifier soit en profondeur, soit en direction.

Cela paraît démontré par ce fait, qu'à une certaine distance, vers Collobrières, on a reconnu dans la même zone l'existence de petites couches d'un charbon véritablement gras, qui s'enfonçaient sous les grès bigarrés.

Les grès bigarrés accompagnent, en effet, cette zone houillère et la recouvrent toutes les fois que l'inclinaison des couches devient faible.

Ces fragments sporadiques de terrain houiller, depuis Toulon jusqu'à Fréjus, appartiennent très-probablement à un même bassin qui ne serait pas sans analogies avec le bassin de la basse Loire. Probablement aussi il y existe des parties plus ou moins larges, plus ou moins riches; et par la suite, lorsque l'élévation du prix des charbons stimulera les recherches et rendra moins exigeant pour la qualité, on y trouvera des parties assez riches pour servir de base à des exploitations plus importantes que celles qui ont pu être obtenues jusqu'ici.

Bassins des Corbières et des Pyrénées.

La nappe montagneuse des Corbières présente les affleurements de tous les terrains qui en constituent l'épaisseur. Parmi ces dépôts fortement accidentés, ceux de deux petits bassins houillers affleurent aux environs de Ségure et de Durban.

Le bassin de Ségure, près Tuchan (Aude), est à découvert sur une longueur d'environ 4 kilomètres. Il contient plusieurs couches de houille anthraciteuse, dont l'ensemble représente sur certains points environ 10 mètres de puissance. Malheureusement cette houille, très-impure, ne peut être employée que pour les consommations locales.

Ce terrain houiller est très-accidenté par des typhons et des dykes porphyriques contre lesquels les travaux souterrains sont venus butter, et qui en plusieurs points forment au jour des saillies prononcées.

La figure 83, publiée par Dufrénoy, indique la disposition accidentée de ces affleurements houillers (H), encaissés d'un côté par les terrains schisteux de transition et plongeant du côté opposé sous les calcaires crétacés qui forment des plateaux exhaussés. Cette coupe perspective met en évidence deux typhons porphyriques dont la sortie a soulevé le terrain houiller; le château de Ségure est bâti sur l'un d'eux.

Le bassin de Durban, sur la Berre (Aude), est plus restreint, et contient de petites couches de houille grasse. Sa disposition géo-

logique est analogue à celle du bassin de Ségure, le terrain houiller s'appuyant d'un côté sur le terrain de transition relevé, et de l'autre plongeant sous les calcaires crétacés.

Château de Ségure.

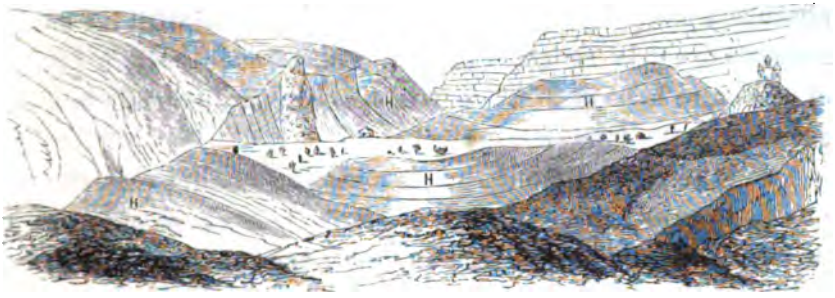


Fig. 83. — COUPE PERSPECTIVE DU BASSIN DE SÉGURE (Dufrénoy).

Dufrénoy est venu au-devant de la tendance que pouvaient avoir quelques géologues à trop généraliser l'extension du terrain houiller et à considérer comme possible une liaison de ces bassins, du côté du nord, avec le bassin du Vigan, du côté du sud et même avec le bassin de las Abadesas, sur le versant méridional des Pyrénées. Ces divers dépôts n'ont pas le caractère d'une formation houillère puissante; ils sont, au contraire, délimités de telle sorte que leur extension sous les morts-terrains ne se prête pas à de grandes hypothèses, ainsi qu'on l'a vu précédemment en ce qui concerne le Vigan. A San Juan de las Abadesas, le terrain houiller, étalé sur le versant des Pyrénées, montre à découvert tout ce qu'il contient de houille; mais il n'a, en réalité, ni étendue ni épaisseur : c'est là, comme sur les autres points, un dépôt circonscrit et isolé. Les terrains houillers subpyrénéens de l'Aube ne sont de même que de petits bassins sporadiques.

Les terrains accidentés des Pyrénées ont un facies qui ressemble beaucoup à ceux des Alpes et se composent, en effet, des mêmes éléments, à une exception près, le terrain houiller. On l'a vainement cherché dans les situations où il aurait pu exister et affleurer au jour, c'est-à-dire entre les terrains dévoniens et triasiques; sur une ligne de plus de 400 kilomètres, aucun terrain

houiller n'a été reconnu. C'est seulement vers l'extrémité occidentale qu'on a pu reconnaître un lambeau de terrain houiller à Rhune.

M. Leymerie, dans ses études sur les Pyrénées, conclut à son absence à peu près absolue. Il a suivi minutieusement les affleurements des grès rouges depuis la Méditerranée jusqu'à l'Océan et démontre la probabilité de la non-existence du terrain houiller sur toute cette ligne. Ainsi dit-il :

« Si le terrain qui renferme la véritable houille existait dans nos montagnes, ce ne pourrait être qu'entre ce grès et le terrain de transition, ordinairement représenté par l'étage dévonien. Or, si l'on étudie, à ce point de vue, le versant français, et particulièrement les vallées transversales, qui ne sont que des fractures propres à accuser nettement les caractères et la superposition des terrains, on trouve constamment et partout les schistes ou calcaires de transition en contact avec le grès rouge, ou, à son défaut, avec le lias, et jamais on n'a cité entre ces deux terrains la plus mince assise qui pût être regardée comme appartenant à la période carbonifère. J'ai reconnu cet état de choses dans toutes les vallées, et j'indiquerai ici quelques-uns des points où j'ai constaté ce contact du grès rouge et du terrain de transition, contact qui exclut la houille.

« En suivant le versant de l'est à l'ouest, entre le méridien de Perpignan et celui de Bayonne, on trouve d'abord, dans la vallée du Tech, la première des Pyrénées-Orientales, la localité d'Amélie-les-Bains, où le grès rouge repose sur des schistes et des gneiss traversés par l'Elvan, et supporte immédiatement une assise calcaire qui dépend du lias.

« Dans la vallée de la Têt, où le terrain dévonien supérieur est si caractérisé entre Prades et Villefranche, on ne voit pas, il est vrai, le grès rouge ; mais il n'y a rien sur les couches dévoniennes qui puisse faire soupçonner l'existence de la houille.

« Le grès rouge continue à faire défaut sur le versant français jusqu'à la vallée de l'Ariége ; mais c'est un calcaire secondaire dans cette dernière vallée, comme dans celle de l'Aude, qui se

trouve en contact avec le terrain dévonien (au parallèle de Sainte-Colombe pour l'Aude, et au-dessus d'Ussat pour l'Ariége).

« Notre grès indicateur reprend dans le Saint-Gironnais, où il repose immédiatement sur des couches dévoniennes souvent représentées par des calcaires amygdalins entrelacés.

« Cette bande rouge s'efface au moment de traverser la petite vallée du Ger, où l'on voit le schiste dévonien supporter les calcaires secondaires de Couledoux; mais elle reparaît à l'ouest, et traverse la vallée d'Aran à Lez et celle de la Pique à Cierp, où l'on peut constater son contact avec des griottes dévoniennes très-caractérisées.

« La même bande s'élargit beaucoup en passant à travers la vallée d'Aure, où elle touche, au-dessus de Sarrancolin, celle des calcaires bleuâtres renfermant des cyathophyllum de l'époque dévonienne.

« L'existence du grès rouge dans la vallée de Campan est un fait douteux; mais, ce qui ne l'est pas, c'est la non-existence, entre le lias de Campan et l'assise des marbres verts dévoniens d'Espiadet qui portent le nom de *Campan*, d'aucun dépôt qui puisse appartenir au terrain houiller.

« Depuis la vallée de l'Adour jusqu'à celle de Mauléon, nouvelle lacune par l'interruption du grès rouge. C'est alors le calcaire jurassique qui repose sur les roches dévoniennes. Il en est ainsi dans le bassin d'Argelès (vallée de Lavedan) et au-dessous de Laruns (vallée d'Ossau), et enfin dans la vallée d'Aspe à Bedous.

« La bande rouge reparaît près de Larrau, d'où elle s'étend, à l'ouest, en prenant une largeur très-considérable, notamment dans la vallée de Baigorry (val Rouge), où son contact avec des calcaires qui m'ont offert des fossiles dévoniens est une preuve manifeste de l'absence du terrain houiller.

« Enfin le même grès prend, à l'extrémité occidentale de la chaîne, un développement magnifique en formant la montagne de la Rhune, et c'est là seulement, et surtout dans la montagne d'Ibautelli, qui fait partie de la crête basse où se termine le faîte

des Pyrénées, que l'on voit s'intercaler entre le grès rouge et des schistes considérés comme dévoniens l'assise houillère tout exceptionnelle qui a été signalée au commencement de cette note. »

Ces conclusions de M. Leymerie ont une importance réelle. On a répété tant de fois que nous avions si peu de terrains houillers en France, c'est parce que les recherches avaient été insuffisantes. qu'il est utile de démontrer, par un exemple, que le terrain houiller a un caractère spécial de gisement en bassins sporadiques et clair-semés. Les géologues, qui ont voulu le comparer aux autres terrains, sous le double rapport de l'étendue et du gisement, peuvent constater ici que le terrain houiller fait défaut d'une manière à peu près absolue sur une ligne de 400 kilomètres de longueur; tandis que les terrains triasiques y sont souvent à leur place et que les terrains jurassiques ou crétacés y sont constamment.

L'exposé que nous venons de faire des conditions générales du gisement de la houille dans nos divers bassins, met en évidence la grande diversité des gîtes et les difficultés d'exploitation résultant de la multiplicité des accidents qui ont troublé leur stratification. Il met aussi en évidence l'exiguïté de nos ressources, qui n'arrivent pas à satisfaire les deux tiers de nos consommations : 16 millions de tonnes produites, pour une consommation qui a dépassé 24 millions.

Nous pouvons dire que pour cette production de 16 millions de tonnes la France doit mettre en œuvre plus d'intelligence industrielle, dans ses exploitations difficiles, que l'Angleterre pour extraire 120 millions dans ses gîtes si réguliers, si étendus et si favorables aux travaux souterrains.

La production houillère d'un pays comme la France ne dépend pas seulement des gîtes qu'il possède. Sans doute cette condition est la première de toutes, mais il faut encore une population ouvrière formée aux travaux des mines et pouvant exploiter les gîtes dans les conditions difficiles où ils se trouvent. Le département du Nord ne possède que des couches de houille de faible

puissance, enfouies sous des morts-terrains aquifères, et, pour amener ses mines au développement actuel, il lui a fallu une proportion de capitaux et de travaux plus considérables que partout ailleurs. Les houillères du Pas-de-Calais luttent aujourd'hui contre les mêmes difficultés; leur développement plus rapide est dû principalement au voisinage préexistant des houillères du Nord, et l'on peut ajouter à leur succès qui a fait affluer les capitaux pour les entreprises de recherche.

Dans nos houillères du Centre, on a dû tout créer, former les ouvriers et les fixer par la construction de cités appropriées à leurs exigences. On a dû établir des forges, des verreries pour consommer sur place les menus qui ne pouvaient supporter les frais de transport; on a dû surtout établir des voies de communication spéciales dans les contrées montagneuses où se trouvent ces bassins.

Il a fallu un siècle et demi et le travail incessant de trois et quatre générations pour amener nos bassins houillers à la situation que nous avons acquise.

L'accumulation de tous ces travaux sur des espaces restreints donne à ces bassins un caractère tout particulier. Les puits d'extraction, avec leurs constructions étranges, sont autant d'usines qui déversent et manutentionnent les charbons; autour d'eux, les cités ouvrières et leurs établissements présentent l'aspect de colonies laborieuses. Un réseau complexe et serré de chemins de fer rayonne autour des centres de production et porte incessamment les charbons soit à des ports et estacades d'expédition soit aux usines qui les consomment; partout on voit les fumées des travaux industriels, et cependant les travaux de la surface sont encore moindres que ceux qui se poursuivent jour et nuit dans les chantiers et les galeries des mines.

Lorsque les exploitations houillères, comme celles du Nord et du Pas-de-Calais, se sont développées dans des régions où la population était déjà dense, où le terrain houiller recouvert par des formations secondaires et tertiaires ne peut imprimer au sol le caractère de sa composition, les contrées houillères ne s'indi-

vidualisent pas d'une manière aussi tranchée. Dans le Centre et le Midi, elles contrastent avec les surfaces montagneuses et souvent arides qui les environnent.

Sous le rapport agricole, les terrains houillers se rapprochent des terrains granitiques et schisteux sur lesquels ils ont été déposés; mais ils sont moins accidentés et moins rebelles aux cultures. Les schistes délitables y forment des méplats et des combes adoucies dont le sol profond est favorable aux prairies, tandis que les versants abrupts composés de grès et poudingues ne fournissent que des terres maigres et souvent dénudées.

CHAPITRE V

LES CONTRÉES SECONDAIRES

Les contrées secondaires se projettent sur la carte de France en larges zones concentriques qui marquent les cordons littoraux successifs des grands bassins sédimentaires. Ces cordons littoraux abondent en fossiles qui fournissent des horizons paléontologiques multipliés et facilitent les classifications géologiques.

Les zones secondaires se subdivisent en trois séries principales : *triasiques*, *jurassiques* et *crétacées*.

Ces trois séries présentent des groupes lithologiques assez différents pour qu'au point de vue de notre étude on puisse distinguer les unes des autres les contrées triasiques, jurassiques et crétacées.

Cependant la dénomination de *contrée* ne peut plus s'appliquer ici à un espace assez étendu pour représenter une province, ni même un département; ces terrains affleurent en zones étroites, et une contrée ayant assez d'importance pour être désignée par un nom spécial comprend à la fois des zones d'affleurements appartenant à toutes les formations secondaires.

En suivant les zones composées par les trois séries de formations, triasiques, jurassiques et crétacées, on trouve des contrées différenciées non-seulement par les roches qui peuvent varier dans des dépôts synchroniques, mais surtout par les mouvements qui ont plus ou moins accidenté le sol.

Un dépôt sédimentaire a d'autant plus de chances d'être accidenté qu'il est plus ancien ; mais il est des contrées où tel dépôt est resté à l'état de plateaux surbaissés et de plaines, tandis qu'il sera dans d'autres soulevé, montagneux, hérissé d'accidents multiples. Tel est, par exemple, le contraste que présentent les

contrées crétacées du Nord et celles du Midi. Sans entrer dans des distinctions trop subtiles, nous pourrons donc parcourir successivement les trois zones secondaires principales, en y signalant les caractères variés que présentent les terrains.

Contrées pénéennes et triasiques.

Les terrains pénéens et triasiques couvrent, en France, des espaces assez restreints ; mais ces terrains sont bien spécifiés par leurs roches et souvent en relations de développement et de superposition avec le terrain houiller. Sous ce double rapport, ils doivent être étudiés avec soin, partout où les affleurements en indiquent l'existence.

Les dépôts pénéens ou permiens ont succédé immédiatement au terrain houiller. Ils sont composés de roches arénacées dont la couleur rouge est généralement attribuée à des éruptions porphyriques, ces éruptions ayant mis fin au long repos de la surface du globe marqué entre les périodes secondaires et de transition, par un immense développement de la végétation. Il semble d'ailleurs que ces mouvements du sol ne furent ni très-étendus ni très-multipliés en France, car les terrains pénéens y sont peu développés ; ils ne se montrent d'une manière bien accusée que dans la région des Vosges.

Les grès *rouges pénéens* et l'étage des grès supérieurs dits *grès des Vosges* forment autour du massif de transition une ceinture continue, très-étroite et fracturée du côté de l'est, très-large du côté de l'ouest et s'élevant par des pentes assez régulières jusque vers la région dominante des granites, des syénites et des schistes cristallins.

On ne peut aborder l'axe culminant des Vosges sans traverser une zone plus ou moins large de ces grès rouges dans lesquels sont taillées toutes les vallées. Les actions érosives paraissent avoir eu une très-grande action sur l'ouverture et l'élargissement de ces vallées ; leurs parois montrent les couches alternantes de grès rouges différentes par la grosseur des éléments

quartzeux en sables, grains ou galets, par leur dureté, enfin par leur coloration plus ou moins prononcée.

En général, sur les deux parois d'une vallée, ces alternances concordent assez bien. On remarque surtout la correspondance des bancs à galets, qui se distinguent des autres par les saillies ou bourrelets qu'ils forment au-dessus des couches moins résistantes, sur lesquelles les eaux ou les agents atmosphériques ont eu plus d'action.

Ces grès, fins ou grossiers, sont exclusivement quartzeux. Les galets, remarquables par leurs saillies et les surfaces poudingiformes, sont composés de quartz d'un blanc mat qui rappelle les quartzites les plus compactes des terrains de transition. Le peroxyde de fer qui détermine la coloration de toute la formation est singulièrement adhérent aux grains et galets quartzeux; le lavage le plus persistant ne peut en enlever la pellicule adhérente.

Le ciment quartzo-ferrugineux de ces roches n'est pas également réparti dans toute leur étendue, ce qui a facilité l'érosion des parties les moins cohérentes, tandis que les parties les plus dures sont restées, en beaucoup de points, en témoins isolés à bords escarpés. Ces hauts témoins, à surfaces bosselées, plus étroits à la base qu'au sommet, se présentent sur certains points de la zone sous des formes bizarres et anormales.

Le grès des Vosges a été distingué des grès rouges inférieurs, sur lesquels il paraît quelquefois en stratification un peu discordante et dont il diffère sensiblement par sa dureté, par sa nature massive et exclusivement quartzeuse. Les grès rouges inférieurs sont plus argileux, à grains fins, à stratifications multiples. Ils ne contiennent pas de bancs à gros galets de quartz dont l'abondance, dans les grès des Vosges, annonce l'intervention subite de courants beaucoup plus violents, et ils sont la conséquence probable de mouvements du sol pendant la période de dépôts.

Les puits de la Moselle, qui traversent la formation des grès pénéens pour arriver au terrain houiller, l'ont trouvée dans des conditions sensiblement différentes.

Les grès supérieurs, correspondant aux grès des Vosges, étaient à grains fins, spongieux, et laissaient filtrer l'eau dans toute leur hauteur; des fissures qui les sillonnent, donnaient lieu à de véritables niveaux; les grès rouges inférieurs étaient au contraire un peu argileux, plus solides et ne laissaient pas filtrer les eaux à travers les bancs exempts de fissures.

Si l'on suppose les grès des Vosges fins et spongieux, comme ceux qui ont été recoupés par les puits de la Moselle, sur le passage des eaux diluviennes, nul doute qu'ils n'aient été détruits par leur action; ce qui expliquerait les formes isolées des témoins laissés en avant des premières montagnes vosgiennes.

Les formes abruptes de ces grès, la profondeur des vallées, les teintes rouges des roches et des terres, donnent aux paysages vosgiens un aspect tout particulier, en partie continué par la zone des grès bigarrés qui succède à la zone pénéenne. Sur les escarpements des plateaux qui entourent les Vosges et sur les masses détachées de ces plateaux les surfaces dénudées, rouges et mamelonnées, les piliers isolés en forme de quilles tuberculeuses, font ressortir la nature des roches pénéennes de la ceinture vosgienne.

Les cailloux de quartz blanc des grès des Vosges, tantôt brisés et montrant leurs sections ovoïdes d'un blanc mat sur le fond rubéfié des rochers, tantôt saillants et faisant ressortir leur structure arénacée et poudingiforme, donnent aux assises des apparences qui ne se retrouvent dans aucune autre formation arénacée. Le ciment ferrugineux a tellement pénétré leurs surfaces, qu'elles restent rouges malgré tous les lavages par les eaux atmosphériques. Il semble que les eaux qui ont cimenté ces graviers et cailloux roulés, devaient être à une température élevée et chargées de principes à la fois ferrugineux et siliceux adhérents au quartz des cailloux roulés.

Les terrains permiens, visibles dans les autres régions de la France, n'ont aucun rapport minéralogique avec ceux des Vosges; ce sont des terrains schisteux plus ou moins développés superposés aux dépôts houillers.

Au pied des Vosges, à des niveaux inférieurs à ceux des grès pénéens, les trois formations du trias : le grès bigarré, le muschelkalk, les marnes irisées, forment trois zones d'affleurements distinctes, dont les couches imbriquées se dégagent les unes de dessous les autres sous des angles peu prononcés.

Les grès bigarrés sont très-remarquables par la multitude de carrières qui y sont ouvertes. Ces carrières non-seulement fournissent les pierres de construction pour les environs, mais les expédient au loin ; la nature rougeâtre de ces matériaux employés dans toute la région vosgienne ajoute encore un trait distinctif à son caractère. Ces grès, un peu tendres, s'égrènent facilement sous les chocs de l'outil et fournissent à très-bas prix des pierres d'appareil de tous échantillons et d'excellente qualité; ils donnent aux constructions un aspect remarquable de propreté et d'élégance. Il est cependant un emploi regrettable, c'est celui de pierre tégulaire auquel on applique, dans certaines campagnes, les variétés très-plateuses.

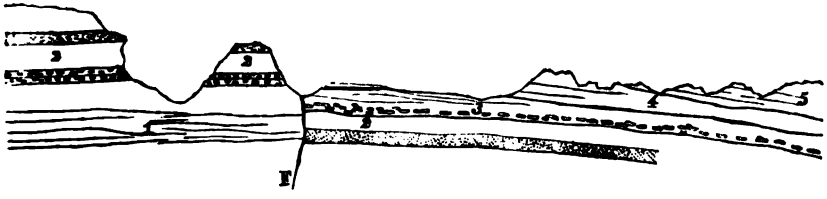


Fig. 84. — COUPE TRANSVERSALE DES ZONES TRIASIQUES A L'APPROCHE DES VOSGES.

La figure 84 précise les relations stratigraphiques qui séparent les dépôts pénéens des formations triasiques; elle marque en même temps les successions des zones formées par les relèvements des formations triasiques.

Le grès rouge pénéen (1) est recouvert par le grès des Vosges (2).

La zone des grès bigarrés (3) est une région à plateaux dont les roches solides, hygrométriques, un peu argileuses, sont assez favorables à la culture. Cette formation ne pénètre pas dans les Vosges montagneuses dont elle continue les vallées avec des pentes affaiblies et des escarpements beaucoup moins accusés; elle en est séparée sur les lisières de l'ouest et de l'est par des

failles (F) qui démontrent que le soulèvement principal des Vosges s'est produit entre la formation du grès des Vosges et celle du grès bigarré.

A la zone rougeâtre des grès bigarrés succède la zone du muschelkalk (4), dont les affleurements tracent sur le sol une ligne d'un gris jaunâtre, large comme la précédente, de 5 à 15 kilomètres. Ce sont des alternances de marnes schisteuses et de calcaires noduleux qui fournissent à la contrée, la chaux nécessaire aux constructions et à l'agriculture.

La zone des marnes irisées (5) ferme la succession des formations du trias. Plus large que les précédentes, parce que sa puissance est double, elle est d'autant plus accusée que ces marnes très-argileuses, rebelles à la culture, montrent partout de grandes surfaces dénudées.

En temps de sécheresse, ces marnes argileuses se dessèchent et présentent un sol incohérent, formé de petits fragments polyédriques, fendillés par une multitude de fissures de retrait. Leurs surfaces, à moins qu'elles n'aient été modifiées par des amendements, forment des steppes secs dont les couleurs grisâtres, bariolées de veines d'un rouge sale, attristent la vue. Les vents violents mettent en mouvement les petits fragments marneux; de sorte que la mobilité du sol, renouvelant les surfaces, ajoute un nouvel obstacle à la végétation. Il semblerait que la saison des pluies va ramener le sol à des conditions normales ; mais ces marnes sont trop argileuses, elles se renflent en absorbant l'eau, tous les fragments se soudent et constituent bientôt des surfaces imperméables sur lesquelles les eaux restent en flaques stagnantes.

Cette triste formation, heureusement recouverte dans les fonds par des alluvions, contient des couches de sel gemme nombreuses et puissantes, et les industries développées par leur exploitation compensent en partie les inconvénients de sa composition.

Des trois formations triasiques de l'Est, celle des marnes irisées est la plus puissante. Son épaisseur moyenne, évaluée

à 300 mètres, est divisée en deux parties à peu près égales par des marnes schisteuses bitumineuses contenant une petite couche de houille ligniteuse exploitée à Noroy, Gemonval, etc.

C'est dans la partie inférieure à cette couche de houille que se trouve le sel gemme en couches souvent puissantes. A Vic et à Dieuze, une douzaine de couches de sel gemme sont stratifiées dans une sorte de golfe et reconnues sur 12 kilomètres de longueur ; leurs épaisseurs réunies dépassent 60 mètres. A Salins et Montmorot, des masses de sel reconnues par des sondages sur des épaisseurs de plus de 30 mètres, sont exploitées par dissolution.

Dans cet étage salifère, les marnes irisées contiennent des masses de gypse amygdalines et interstratifiées.

Les assises supérieures de la formation sont d'une composition beaucoup plus uniforme, la roche dominante étant le type des marnes irisées, de couleurs bariolées, à retraits polyédriques, alternant avec des bancs de marnes schisteuses.

La triple zone des affleurements triasiques occupe à l'est de la France une largeur de 50 à 60 kilomètres et se poursuit sur plus de 200 ; elle suit la direction des Vosges, qu'elle contourne et limite au sud, vers Lure et Montbéliard. Toute cette étendue constitue une contrée géologique spéciale.

Lorsqu'on traverse cette contrée normalement à la direction des zones, on éprouve une certaine satisfaction en voyant les caractères géologiques du terrain si nettement exprimés. A peine, en remontant les vallées de l'ouest à l'est, a-t-on quitté les derniers coteaux jurassiques, que l'on rencontre les steppes moutonnés des marnes irisées ; on y cherche vainement quelque horizon de repère géologique, jusqu'à ce qu'on arrive soit à des calcaires dolomitiques, soit aux marnes bitumineuses avec lignite indiquées vers le milieu de la formation.

La zone calcaire du muschelkalk présente déjà une autre physionomie. C'est une contrée de collines qui seule serait encore assez triste et de peu de caractère ; succédant aux argiles, elle

semble plus satisfaisante. Puis l'horizon montre déjà les grès bigarrés avec leurs formes plus accusées, leurs coteaux riants, leurs escarpements plus fortement dessinés et déjà pittoresques, qui servent d'introduction aux splendides vallées des Vosges. Lorsqu'on a parcouru ces surfaces si diverses, l'expression des roches reste tellement gravée dans la mémoire, qu'on est certain de reconnaître ces terrains partout où on les rencontrera.

En dehors des régions de l'Est, les terrains permiens et triasiques ne couvrent que des surfaces trop restreintes pour constituer des contrées géologiques spéciales, mais partout où ces terrains se montrent on y retrouve une partie des caractères si nettement précisés dans les régions subvosgiennes.

Le terrain permien le plus intéressant est, en France, celui qui recouvre les bassins houillers de Saône-et-Loire.

La plus grande partie de la surface du bassin d'Autun est couverte par une formation de grès fins et de schistes concordants longtemps regardée comme un étage supérieur du terrain houiller. Cet étage déborde un peu sur les porphyres du nord et recouvre par une stratification transgressive les limites du bassin houiller, seul indice de discordance que l'on ait pu y constater; vers la base il contient deux petites couches de houille qui ont été exploitées à Chambois. L'ensemble de cette formation schisteuse est gris et plus ou moins bitumineux; on y exploite plusieurs couches de schistes boghead assez riches pour fournir de 60 à 80 litres d'huile par mètre cube.

Les couches permiennes appuyées sur les porphyres du Nord, plongent en général vers le sud; on trouve à Igornay, vers la base de l'étage, les premières couches exploitées, d'une puissance de $0^{m},50$ à $1^{m},50$. Ce sont des schistes noirs, compactes, sonores, qui ont l'aspect d'un *boghead* feuilleté. Une couche supérieure, d'environ 2 mètres, de ce schiste-boghead est exploitée vers le sud, à la Comaille et au Ruet dont les exploitations ont fourni, aux époques de la plus grande activité, jusqu'à 100 000 tonnes de schiste par année.

Cette formation d'une puissance de plusieurs centaines de mètres contient, outre les schistes-boghead, des schistes bitumineux pauvres, dont on pourra par la suite trouver des emplois utiles.

Les schistes permiens existent également à la partie supérieure du bassin houiller du Creusot et de Blanzy. Leur puissance, dans la partie centrale, a été reconnue par le sondage de la Mouillelonge ; elle atteint 400 mètres entre les dépôts houillers et les grès bigarrés, ainsi qu'il est indiqué par la coupe figure 63. Sa stratification concordante avec celle des dépôts houillers est, au contraire, discordante avec les grès bigarrés supérieurs.

Cette formation, principalement composée de schistes gris ou noirâtres, contient vers la base, quelques couches combustibles ; elle est séparée des dépôts houillers par une assise de conglomérats reconnue dans les puits du Magny. Son caractère permien n'est pas très-nettement établi ; on pourrait les considérer, ainsi que les schistes d'Autun, comme appartenant à un étage supérieur et stérile des dépôts houillers, si les conglomérats du Magny ne semblaient marquer en effet des mouvements violents du sol primitif de la contrée. On ne saurait d'ailleurs tracer une ligne de démarcation bien précise entre les deux formations.

Dans l'Hérault, le terrain houiller de Roujan ou plutôt de Neffiès, est recouvert par une formation permienne qui a des caractères plus distincts. Ce sont des schistes gris ou rougeâtres, un peu ardoisés, dont la puissance et l'étendue sont supérieures à celles du bassin houiller, et qui se rattachent par conséquent à des actions sédimentaires plus générales, succédant aux phénomènes circonscrits et locaux qui ont donné naissance aux dépôts houillers.

Sur les bassins de Saône-et-Loire, nous ne voyons, au contraire, que des dépôts plus circonscrits que les dépôts houillers qu'ils recouvrent, à peu près concentriques, dont le caractère carbonifère se continue soit par l'abondance du carbone disséminé ou même rassemblé en couches, soit par l'abondance des matières bitumineuses.

Le trias est représenté sur beaucoup de points de la France, notamment sur le périmètre du plateau central, où le relèvement des stratifications met au jour ses affleurements.

En suivant le littoral du plateau, on voit d'abord le trias former entre le Cher et l'Allier une zone assez étendue, qui s'étend, en s'amincissant vers l'ouest, jusqu'au delà de Lachâtre ; au sud-ouest, il couvre une assez vaste étendue auprès de Brive, dans la Corrèze ; il se contourne autour du golfe jurassique, depuis les environs d'Espalion jusqu'au bassin houiller de l'Aveyron ; au delà de Rodez, on le retrouve formant l'encaissement de la haute vallée du Tarn, puis autour de Lodève. Sur le littoral de l'est, il est visible sur des étendues plus restreintes dans le Gard, dans l'Ardèche, dans Saône-et-Loire, etc.

Sur aucun de ces points, on ne retrouve le trias complet avec ses trois formations ; il en est toujours une qui domine les autres. Dans le bassin de Saône-et-Loire, où la carte géologique indique le trias comme recouvrant la plus grande partie du bassin houiller, ce sont des brèches et des grès grossiers, rougeâtres ou barioles qui dominent sur toutes ces surfaces et constituent les collines et buttes rouges si connues à Essertenne, aux environs du Creusot, à Sanvignes, etc.

Les sondages forés pour la recherche du terrain houiller, ont traversé ces grès sur des épaisseurs de plus de 500 mètres.

Les éléments de ces grès varient de grosseur depuis les gros cailloux roulés des poudingues, jusqu'aux graviers fins des psammites argileux ; les teintes rubéfiées et bariolées suffisent pour leur imprimer un aspect caractéristique. On n'y trouve aucune trace de fossile, mais leur position géologique entre le permien et le lias suffit pour préciser l'époque de leur formation.

Vers le nord du bassin, aux environs de Saint-Léger-sur-Dheune, on exploite des couches de gypse et des gypses tuberculeux interstratifiés, dans des alternances de psammites et de marnes rouges, bariolées qui reproduisent les caractères habituels des marnes irisées. Le terrain est donc complet, sauf l'absence du muschelkalk.

Aux environs de Brive, dans la Corrèze, le terrain houiller est recouvert par une petite formation de grès bigarré qui y représente seule le trias, mais qui rappelle singulièrement les grès de l'Est. Dufrénoy a signalé cette analogie, d'autant plus saillante que ce sont ces grès qui fournissent les matériaux pour les constructions, et que l'aspect de la ville de Brive-la-Gaillarde a la plus grande ressemblance avec celui des villes de l'Est, construites avec les grès de même formation.

On retrouve encore les grès bigarrés et les marnes irisées sur beaucoup d'autres points de la zone littorale qui entoure le plateau central, et l'on remarque surtout leur voisinage avec le terrain houiller. Ainsi, dans l'Aveyron, aux environs de Rodez, à Carmaux, dans le Tarn, dans le Gard, le trias arénacé ou argileux, quelquefois gypseux, est souvent superposé aux terrains houillers. Malgré ses interruptions, il a un caractère moins sporadique et forme un horizon presque continu autour de certaines parties du plateau central, notamment autour des Cévennes.

Dans les Corbières et les Pyrénées, le trias se trouve à la séparation des calschistes dévoniens et des calschistes ou des calcaires jurassiques, et constitue un horizon d'autant plus précieux que la nature métamorphique des roches en a le plus souvent altéré les caractères ordinaires, et que les débris organiques, défigurés, ne sont plus que d'un secours problématique.

Parmi les contrées triasiques, il n'en est pas de plus intéressante que celle qui se trouve derrière les terrains granitiques schisteux et porphyriques des Maures et de l'Esterel, cette contrée formant une zone continue depuis les environs de Toulon jusqu'à l'Agay, près Antibes.

Ce dépôt, compris entre les massifs cristallins et les premiers contre-forts calcaires des Alpes-Maritimes, forme une dépression dans laquelle l'action érosive des eaux a creusé une vallée profonde que suit le tracé du chemin de fer. C'est un vaste fossé ouvert dans les grès bigarrés ; les escarpements qui l'encaissent présentent des alternances multiples de ces grès fortement rubéfiés

dont les teintes varient du rouge clair au rouge lie de vin et au plus sombre amarante. Cette intensité de couleur et les profondes découpures du sol donnent lieu aux paysages les plus chauds et les plus pittoresques. Les oliviers y forment l'ornement des fonds et des méplats; sur les pentes, ils sont souvent encaissés avec art, par des terrasses et des entourages à la construction desquels se prêtent les grès plateux; vers les hauteurs s'étagent les plantations de pins, qui se détachent sur les fonds de toutes les nuances de rouge.

Ces grès bigarrés sont appuyés, au sud, sur les massifs cristallins des Maures et de l'Esterel; du côté du nord, leurs stratifications plongent sous les relèvements d'une formation calcaire, qui est celle du muschelkalk, non moins puissante et fortement redressée. Ces calcaires gris jaunâtres, en bancs compactes ou schisteux, contiennent les fossiles habituels du muschelkalk; ils sont à la fois recouverts et dominés par les calcaires néocomiens ou jurassiques, les marnes irisées n'existant pas.

Le trias du Var affleure au jour dès les environs de Toulon, où il se trouve compris entre la zone de terrain houiller et les terrains jurassiques et crétacés dont les relèvements littoraux sont interrompus et repoussés par le soulèvement du massif des Maures.

Partout où affleurent les dépôts du trias, leurs stratifications apportent le témoignage des actions soulevantes qui les ont relevés et comprimés. La coupe nord-sud partant du cap Brun, formé près de Toulon par le terrain houiller (H), est un exemple de ces dispositions. On y remarque (fig. 85) la concordance com-

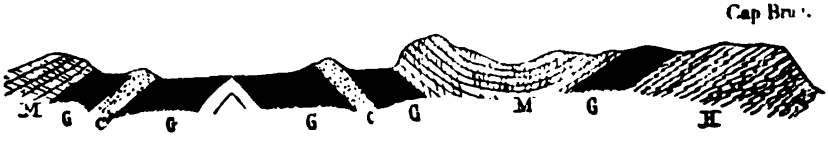


Fig. 85. — COUPE NORD-SUD DU CAP BRUN (Hébert).

plète du muschelkalk (M) et des grès bigarrés (G), qui alternent à plusieurs reprises, de telle sorte qu'on a pu distinguer des grès bigarrés inférieurs et supérieurs.

La succession des alternances grises et ternes des calcaires du muschelkalk, aux alternances si violemment rubéfiées des grès bigarrés, résulte de phénomènes bien différents qui se sont produits dans les mêmes eaux et qui doivent nécessairement exciter la curiosité du géologue. L'origine des masses considérables d'oxydes de fer jetées dans les eaux sédimentaires des grès bigarrés est évidente; ce sont les porphyres rouges de l'Esterel qui ont fracturé le sol et qui ont ouvert des issues à de nombreuses sources minérales. Dans des lagunes tranquilles, les sources ferrugineuses auraient formé des dépôts spéciaux de minerais de fer; dans les eaux agitées au fond desquelles se déposaient les grès, les oxydes de fer ont été mélangés dans toute la masse des dépôts.

Ces exsudations ferrugineuses, sorties des profondeurs du globe à diverses époques géologiques, viennent confirmer la composition métallique de l'intérieur que tant de faits semblent indiquer; généralement elles n'ont pu avoir lieu qu'après certaines éruptions, les périodes des dépôts calcaires en sont exemptes parce qu'elles correspondent à des périodes de tranquillité pendant lesquelles ces manifestations des réactions souterraines avaient cessé de se produire.

Contrées jurassiques.

Le terrain jurassique a couvert tout le bassin septentrional de la France, compris entre les Vosges et l'Ardenne à l'est, le massif de la Bretagne et de la Vendée à l'ouest, et le plateau central au sud; vaste bassin qui traverse la Manche et va se fermer en Angleterre. La partie centrale de ce bassin étant recouverte par les terrains crétacés et tertiaires, les affleurements du terrain jurassique forment une zone circulaire plus ou moins large, qui n'est interrompue que par la superposition des terrains crétacés et tertiaires qui débordent en Belgique.

Lorsque les zones jurassiques sont bien développées, comme

par exemple sur le littoral de l'Est, on y distingue facilement de grandes divisions établies par la carte géologique :

L'étage oolithique supérieur ou kimméridien; l'étage oolithique moyen ou oxfordien; l'étage oolithique inférieur ou de la grande oolithe; le lias.

Ces zones sont formées d'assises distinctes, dont les affleurements imbriqués se dégagent successivement les uns de dessous les autres par l'effet d'une faible inclinaison; les divers étages superposés passent sous la craie et vont reparaître en *Normandie*, après avoir longé la *Lorraine*, la *Bourgogne* et le *Nivernais*.

Dans tout son parcours circulaire, le terrain jurassique suit des allures concaves qui attestent sa continuité souterraine; cette continuité étant d'ailleurs démontrée toutes les fois qu'il y a eu soulèvement du sol, comme dans le *pays de Bray* et le *bas Boulonnais*.

La partie orientale de l'enceinte jurassique s'élève à des altitudes de 400, 500 mètres et plus, vers le *plateau de Langres* et les *monts Faucilles;* elle détermine la crête de partage qui sépare les eaux de la Seine de celles de la Saône. Une large zone transversale résulte de cette surélévation; elle constitue la *Franche-Comté* et le *Jura;* ce terrain se développe dans toute la région montagneuse qui borde les lacs de la Suisse et s'étend en France du pied des Vosges au pied des Alpes.

Le terrain jurassique borde, en effet, les grandes Alpes, où il encaisse la plus grande partie de la vallée du Graisivandan, arrosée par l'Isère, pénètre dans les régions les plus élevées, où il n'est dominé que par les roches cristallines et les terrains de transition. Toute cette partie constitue une région jurassique spéciale que l'on peut appeler la région montagneuse.

En suivant vers le sud les terrains jurassiques de la Bourgogne, on les voit border la rive droite de la Saône jusqu'au Mont-d'Or lyonnais; interrompue par les terrains granitiques du Pilat, cette zone surgit dans le bas Vivarais et contourne les montagnes de la Lozère et des Garrigues; elle forme les *causses du Gévaudan* et du *Rouergue*, les montagnes du *Quercy;* elle contourne les hauts plateaux granitiques de la Corrèze, du Limousin

et de la Creuse, se raccordant par l'*Aunis* et l'*Angoumois* avec l'encaissement du bassin septentrional.

Cette bordure jurassique du plateau central présente un caractère spécial que M. Élie de Beaumont a fait ressortir; tout y est en reliefs accidentés, et ne présente plus le caractère concave de la bordure du bassin septentrional. Cependant les terrains du Quercy et de l'Angoumois sont plus réguliers et forment évidemment, en dessous des terrains cretacés et tertiaires du bassin de la Garonne, une cuvette souterraine dont on retrouve les relèvements sur les flancs des Pyrénées.

Aucun terrain ne fait mieux ressortir le dessin géologique de la France, et l'étude de ses contours sur la carte, où ses teintes bleues le détachent nettement, est une des plus instructives, surtout lorsqu'on se rappelle les caractères si tranchés de sa composition.

Le terrain jurassique est le plus complexe des terrains secondaires, celui où les divisions stratigraphiques sont les plus multipliées et les plus variables en même temps. Pour établir et suivre ces divisions, il faut étudier d'abord ces terrains dans les zones régulières et peu accidentées qui entourent le bassin de Paris, en se référant à la classification qui a été établie de l'autre côté du détroit, par l'étude des zones qui entourent le bassin de Londres. Les deux enceintes sont, en effet, les deux parties d'un même bassin, aujourd'hui séparées par la Manche.

Le terrain jurassique du bassin de Paris a été défini d'une manière à la fois simple et intéressante par M. Hébert, dans un mémoire intitulé : *les Mers anciennes et leurs Rivages.*

L'auteur suit pas à pas les rivages liasiques de l'Ouest; il constate la stratigraphie jurassique presque horizontale sur les terrains schisteux et dévoniens en couches fortement redressées; il reconnaît les mêmes formations dans une position symétrique de l'autre côté du bassin, sur les rivages schisteux et dévoniens de l'Ardenne, en constatant que l'ensemble des assises qui, du lias à la grande oolithe, représentent dans l'Ouest 50 mètres au plus,

atteint sur les rivages de l'Est une épaisseur de plus de 500 mètres. Cette inégalité de développement et la disposition des stratifications indiquent que les mouvements du sol étaient en sens inverse sur les deux rives; le littoral du massif breton a dû être soulevé d'une manière progressive, tandis que le littoral de l'Est subissait un affaissement. Ce double mouvement dut se continuer jusqu'après le dépôt de la grande oolithe.

Après ce dépôt, la grande oolithe s'est émergée sur tout le pourtour du golfe, et le mouvement d'exhaussement y a été général pendant la série des étages supérieurs.

La profondeur maximum des eaux a dû correspondre à l'oxfordien supérieur, c'est-à-dire aux calcaires à ammonites (plicatilis), fossiles dont la taille avait à ce moment des dimensions considérables et dont les débris caractérisent ce niveau à Trouville, à Bucy-le-Franc et dans la Meuse.

Avec le commencement du *coral rag*, et probablement aussi après une interruption assez longue des phénomènes sédimentaires, le mouvement d'exhaussement prédomine de nouveau; alors se manifesta un changement de faune, sans passage graduel. Ainsi, à la fin de l'*oxford clay*, il n'y avait, pour ainsi dire, aucun polypier dans le golfe parisien; au commencement du coral rag, au contraire, les zoophytes l'ont envahi tout entier, et les sédiments dans leur mode de formation obéissent à des lois toutes différentes.

Pendant les dépôts coralliens les eaux sont restées basses. Le sol a dû s'affaisser de nouveau au commencement de l'époque kimméridienne, pour reprendre son niveau ascensionnel à la fin du dépôt des calcaires portlandiens.

En résumé, ajoute M. Hébert, la période d'exhaussement a été troublée dans sa régularité par deux mouvements d'affaissement momentané, produits peut-être par la surcharge des sédiments. Après avoir ainsi étudié les zones jurassiques qui forment l'encaissement du bassin de Paris, il adopte la classification générale suivante, comme établissant les divisions les plus naturelles et les plus constantes :

		ÉTAGES.	ASSISES.
TERRAIN JURASSIQUE	SUPÉRIEUR.	*Kimmeridge clay et Portland stone.*	Oolithe portlandienne. Calcaire à ammonite gigas. Argile à ostrea virgula. Calcaire à astartes.
		Coral rag.	Calcaires à dicérates. Calcaires à polypiers.
		Oxford clay.	Assise supérieure à trigonia clavellata. Assise moyenne à ammonites cordatus. Assise inférieure (Kelloway).
	INFÉRIEUR.	*Grande oolithe.*	Assise supérieure (Cornbrash). Assise moyenne oolithe miliaire. Assise inférieure, terre à foulon.
		Oolithe inférieure.	Calcaires à polypiers. Calcaire de Bayeux.
		Lias.	Marnes supraliasiques. Calcaires à bélemnites. Calcaires à gryphées. Grès infraliasiques.

Celui qui aurait toujours habité ou voyagé sur les terrains granitiques ou de transition, sur le terrain houiller ou le trias, et qui serait conduit à parcourir les surfaces des terrains jurassiques, se croirait transporté en un tout autre pays. Le contraste des terrains anciens avec les grandes formations calcaires est tel, sous le rapport des formes et de la composition du sol, que les phénomènes géologiques semblent avoir subi, à partir de cette époque, une complète transformation.

Le lias.

La division principale et la plus apparente, dans le terrain jurassique, au point de vue des caractères minéralogiques et paléontologiques, est celle qui sépare la formation du lias des trois formations oolithiques.

La formation du lias établit en quelque sorte un passage entre le trias et le terrain jurassique proprement dit. Elle a pour caractéristique, sur tout le pourtour du bassin septentrional, le

calcaire à gryphées. En Normandie, sur un grand nombre de points où il est exploité, on le trouve avec des caractères identiques à ceux de l'Angleterre : c'est le *blue-lias*, compacte, gris-bleuâtre, pétri de gryphées arquées, en petits bancs séparés par des sillons ou délits argileux ; de telle sorte que les gryphées incrustées dans le calcaire ressortent sur la surface des bancs en bossages multiples ; fournissant des pierres de taille d'une petite hauteur de banc, susceptible de poli, ayant la résistance du marbre; fournissant plus encore des moellons plateux dont les surfaces inégales prennent parfaitement le mortier; enfin, donnant une chaux grasse, recherchée pour l'amendement des terres, probablement à cause de la multitude de coquilles dont le test fournit une petite proportion de chaux phosphatée.

Lorsqu'après s'être familiarisé avec tous ces caractères du calcaire à gryphées, on se transporte à 400 ou 500 kilomètres, sur les bords du plateau central, et qu'on retrouve des caractères identiques en une multitude de points, et notamment dans les carrières des environs de Genelard qui, par le canal du Centre, en expédient au loin des quantités immenses, on reste frappé de cette identité et l'on en tire cette conclusion : tout ce périmètre liasique qui environne le bassin de Paris est bien le littoral d'une ancienne mer. Le dépôt est littoral par le fait de cette prodigieuse quantité d'huîtres dont les bancs ont été fossilisés sur place ; sa continuité est attestée par l'identité des coquilles et des caractères minéralogiques de la roche dans laquelle elles se trouvent.

Il est à remarquer que cette identité n'existe ni pour l'étage inférieur au calcaire à gryphées, ni pour l'étage supérieur.

L'étage inférieur du lias est sporadique et de composition variable ; souvent il est représenté par des roches arénacées, d'autres fois par des couches argileuses ou marneuses. Les grès du lias, lorsqu'ils sont très-développés, sont durs et quartzeux ; sur le pourtour du plateau central ils sont quartzo-feldspathiques ; ce sont des arkoses formées aux dépens des granites. Lorsque ces grès manquent, il existe ordinairement des argiles ; il est rare

que le calcaire à gryphées repose directement sur le terrain de transition, ainsi que cela arrive aux environs de Mézières.

L'étage supérieur du lias est également variable dans sa composition et son développement. En Normandie, cet étage conserve le caractère calcaire qu'il a en Angleterre, il comprend des marnes calcaires et des calcaires gris et blancs dont le type est celui qui est exploité par les carrières d'Osmanville.

Au fond du bassin, sur les pentes du Morvan ou sur les crêtes de partage qui séparent le bassin de la Seine de celui de la Saône, l'étage supérieur est composé de marnes schisteuses, brunes ou noirâtres, dont la puissance dépasse 50 mètres, et atteint en beaucoup de points 100 mètres. Ces marnes contiennent souvent des bancs de calcaire noduleux, et sur quelques points des couches de calcaires marneux propres à la fabrication des ciments. Les calcaires exploités à Vassy, près Avallon, à Pouilly, etc., pour cette fabrication, se trouvent dans les marnes schisteuses du lias; ces marnes contiennent des fossiles caractéristiques, et notamment des bélemnites, ce qui les fait quelquefois désigner sous la dénomination de *marnes à bélemnites*.

La crête de partage des eaux de la Saône et de la Seine, formée à partir du Morvan par les soulèvements jurassiques, est un des points les mieux disposés pour étudier les divers éléments qui constituent ce terrain. Les pentes abruptes, les ravins et les escarpements dénudés en facilitent l'étude.

Vers cette crête, les calcaires compactes des formations jurassiques forment, en général, les parties les plus saillantes et les plus escarpées; les pentes adoucies, les dépressions et les cols sont composées des parties moins résistantes, et l'on y trouve les marnes du lias. Ainsi le col de Sombernon, en Auxois, entre les sources de la Brenne et de l'Ouche, montre ces marnes sur ses deux versants. A Pouilly, on les retrouve avec les calcaires marneux, noduleux, propres à la fabrication des ciments. A Blaizy, le tunnel du chemin de fer a dû les traverser sur la plus grande partie de son parcours.

Dans certaines régions, le lias a succédé au trias en stratifications concordantes, c'est-à-dire sans que les mouvements du sol y aient marqué la séparation des deux terrains.

La contrée liasique de Saône-et-Loire est dans ce cas, il y existe une sorte de passage dont l'étude est intéressante. Ces roches de passage sont variées et contiennent des bancs de minerais de fer oolithiques, exploités à Chalencey, Mazenay, etc.

Les roches qui annoncent la succession du lias, superposé aux marnes supérieures du trias, sont d'abord les grès infraliasiques qui couvrent la planoise et le plateau d'Auxy, où ils sont exploités pour le pavage; ce sont des grès ferrugineux à grains fins et durs que l'on a appelés grès à *avicula contorta,* bien qu'on n'y en trouve pas.

Ce fossile caractéristique existe, dit M. Pellat, dans un étage supérieur composé d'alternances de calcaires et de marnes, horizon d'autant mieux caractérisé que les lits marneux qui séparent les calcaires contiennent des dents et débris de sauriens, des pentacrinites, etc.; ils peuvent représenter le *bone bed* de l'Angleterre. Ces calcaires sont bien connus dans le pays, parce qu'on les exploite pour la fabrication de la chaux hydraulique.

Au-dessus se trouvent des alternances calcaires et marneuses, qui cette fois sont réellement pétries de coquilles et dites *lumachelles ferrugineuses.* C'est l'assise qui, sur quelques points, notamment à Mazenay et Chalencey, contient les bancs de minerais de fer exploités pour le Creusot.

Au-dessus de ces alternances calcaires et marneuses se développe le calcaire à gryphées, le plus complétement caractérisé, exploité en une multitude de points, soit comme pierre de construction, soit comme pierre à chaux dont l'agriculture fait une immense consommation.

Il résulte par conséquent de la position des couches à avicula contorta, qu'elles appartiennent à l'infralias, c'est-à-dire à l'époque inférieure, également caractérisé par des couches dites *bone bed,* qui contiennent des débris organiques, et surtout de sau-

riens, des coprolites, etc., et qui sont exploitées en Angleterre comme couches à phosphorites.

Nous avons dit précédemment, en parlant du lias alpin, que les gryphées arquées cessaient de se montrer dans le lias, à partir de Digne, que l'on n'y trouvait plus que de rares bélemnites et que la détermination du lias y serait toujours restée incertaine si l'on n'avait trouvé un autre horizon dans certains bancs calcaires, siliceux ou argileux de l'infralias caractérisés par l'*avicula contorta*. Cet horizon a été de la plus grande utilité pour préciser, dans la région des Alpes, la limite inférieure du lias ; il en a été de même dans les terrains calcaires de la Provence, où on l'a également retrouvé. Pour le lias situé au sud du plateau central, les bélemnites plus abondantes ont pu suppléer l'absence des gryphées; cependant ce lias repose en stratification concordante sur le trias, et les bouleversements ont accidenté tout l'ensemble, de sorte qu'on reste souvent indécis pour fixer la limite qui doit séparer les deux terrains.

En suivant d'abord le lias, sur la bordure orientale du plateau central, on voit que ces dépôts, ainsi que les calcaires jurassiques qui le surmontent, conservent assez bien les caractères des types du bassin septentrional. On peut en conclure que cette zone, qui doit se raccorder en dessous des alluvions de la Bresse avec les surfaces de la Franche-Comté et du Jura, faisant partie, pendant la période de ces dépôts, de la même mer jurassique. Mais au delà du Pilat, les caractères subissent des modifications notables.

Autour du massif granitique de la Lozère et des Cévennes, les vallées de l'Ardèche, du Gardon, de l'Hérault et du Tarn traversent une zone jurassique ; le lias y est représenté par des calcaires gris ou noirs, quelquefois semi-cristallins, et l'on trouve vers la base quelques alternances de calcaires blancs, tantôt marneux, tantôt siliceux, qui jetteraient une certaine indécision dans les caractères lithologiques si l'étage marneux n'était plus facile à reconnaître. Cet étage, souvent le plus

développé, se compose de marnes à bélemnites grises, plus ou moins bitumineuses, schisteuses, délitables, avec bancs de calcaires noduleux interposés; ces marnes sont couronnées par des calcaires jurassiques, blancs jaunâtres, compactes ou saccharoïdes, dont les escarpements ruiniformes dominent les vallées et leur donnent des apparences pittoresques.

Sur cette bordure qui suit toutes les anfractuosités du plateau central, les dépôts liasiques commencent, comme dans les autres contrées, par des roches arénacées, grès ou arkoses; M. Dieulafait a entrepris une étude spéciale pour y reconnaître la position de la zone à avicula contorta dans l'Hérault, l'Ardèche, la Lozère et l'Aveyron; les coupes qu'il a publiées démontrent l'existence de cette zone aux environs d'Aubenas, aux Vans, à Lodève, à Mende, Florac, Meyrueis, Milhau, etc.

Sur toute cette ligne, la zone à avicula, caractéristique de l'infralias, est généralement calcaire et placée au-dessus des dépôts arénacés, grès ou arkoses de la base. Les stratifications étant concordantes, une certaine indécision subsiste sur la ligne de séparation entre les dépôts du trias supérieur et ceux qui appartiennent au lias inférieur. M. Dieulafait a cru pouvoir en déduire que les grès et arkoses, marqués comme lias sur la carte géologique, devaient en être distraits et attribués au trias. M. Hébert a objecté que l'avicula se trouvant quelquefois dans des grès, on serait ainsi amené réellement à diviser l'ensemble de ces dépôts arénacés concordants, en deux terrains très-différents; qu'on ne pouvait considérer comme une anomalie l'existence de 10 à 40 mètres de grès ou d'arkoses en dessous des couches à avicula, et que l'ensemble devait être maintenu dans le lias, conformément aux indications de la carte géologique.

On peut, à ces considérations, en ajouter une autre, c'est qu'on tendrait ainsi à attribuer au trias une continuité régulière en opposition avec ses conditions de distribution géographique. Le trias a succédé au terrain houiller en conservant une partie de ses conditions de gisements sporadiques; c'est seulement

à partir de la grande période jurassique, c'est-à-dire du lias, que nos bassins ont pris le caractère d'ampleur et d'unité des grands dépôts sédimentaires; les grès de l'infralias, presque partout représentés en France, sont le premier témoignage de cette continuité.

En résumé, le lias de nos contrées méridionales se trouve partout à la base des grands dépôts calcaires qui représentent les trois formations jurassiques proprement dites; ainsi, au pied des causses de la Lozère, de l'Aveyron, etc., comme dans l'Ardèche, le lias est représenté dans sa position géologique par des grès, des calcaires, des marnes à bélemnites, dont les couches souvent très-accidentées et les roches altérées peuvent laisser quelques incertitudes; mais sa position est constante au-dessous des grandes formations calcaires. Ainsi, lorsque le terrain jurassique surgit en masses soulevées au-dessus des terrains postérieurs, comme à la montagne de Saint-Loup, dont l'altitude de 659 mètres domine toute la contrée calcaire du département de l'Hérault, on voit à la base les calcaires et les marnes du lias recouverts par les calcaires jurassiques à entroques et par les calcaires gris des formations oolithiques. La montagne de Saint-Loup présente cette succession en assises fortement redressées; elle s'élève au-dessus des marnes néocomiennes, dont les stratifications discordantes baignent en quelque sorte la partie inférieure, et résume les principaux caractères lithologiques des terrains jurassiques dans le Midi.

Zones jurassiques du bassin septentrional.

Les calcaires jurassiques proprement dits sont ceux qui se rapportent aux trois formations assez mal désignées sous la dénomination de *formations oolithiques inférieures, moyennes et supérieures,* les calcaires étant plutôt compactes qu'oolithiques. Ces trois formations, marquées sur la carte par les lettres J^1, J^2 et J^3, constituent des contrées toutes spéciales par la prédominance presque exclusive des étages calcaires. Les étages désignés comme

argileux deviennent, en effet, à mesure qu'on s'avance du Nord vers le Midi, plutôt marneux qu'argileux et tendent à diminuer de puissance. Il en résulte que, lorsqu'on aborde les zones jurassiques dont les affleurements forment une triple enceinte autour du bassin de Paris, on ne voit guère que les saillies et les escarpements des étages calcaires.

Ces calcaires, d'un blanc jaunâtre, compactes ou oolithiques, à stratifications multiples, souvent en petits bancs ou même schisteux, affleurent partout où le sol est mis à nu ; de gros bancs solides forment des escarpements en saillies sur les versants ou sur le bord des plateaux. On voit les calcaires partout où l'on a fait une excavation ; les champs sont jonchés de leurs débris, les routes en sont empierrées, les murs et les maisons en sont bâtis et les variétés plateuses sont même employées comme pierres tégulaires, sous la dénomination de *laves*.

Tel est l'aspect des contrées exclusivement jurassiques. Des pentes un peu adoucies indiquent, il est vrai, l'existence de couches marneuses ou argileuses intercalées dans les alternances calcaires, mais ces assises moins développées, sont généralement cachées par la végétation.

Beaucoup de couches, surtout dans les alternances marneuses et argileuses, abondent en fossiles ; les ammonites, les bélemnites, les gryphées etc., fournissent des horizons paléontologiques qui ont permis de distinguer de nombreux étages. La présence constante et l'identité de ces fossiles autorisent à considérer les zones calcaires dont les affleurements dessinent les contours du bassin de Paris, et dont l'altitude forme un encaissement géographique, comme le littoral d'un golfe dans lequel la mer a successivement déposé les couches jurassiques. Ce littoral succède en retrait au littoral liasique, dont il suit toutes les sinuosités.

Les zones jurassiques du bassin parisien suivent tous les mouvements qui ont exhaussé et accidenté la zone du lias ; elles ont été soulevées au-dessus du niveau des mers par les mêmes actions. Ces soulèvements ont eu lieu, le plus souvent, sous forme

de vastes plateaux, séparés par de larges fractures élargies par les eaux et devenues les vallées actuelles.

La région la plus favorable pour étudier la composition de ces zones jurassiques est la partie méridionale, la Bourgogne, où elles atteignent leur maximum d'altitude.

Les masses calcaires des crêtes de partage qui séparent les bassins de la Seine et de la Saône, constituent en effet une région accidentée dont les mouvements mettent souvent la composition du sol à découvert. Indépendamment des escarpements naturels, les tranchées ouvertes pour les routes ou les chemins de fer, et surtout par des carrières nombreuses, permettent d'examiner les roches constituantes. Mais, dans ces contrées, la suppression fréquente des étages argileux est un obstacle à une classification aussi précise qu'on le voudrait.

Les premiers calcaires superposés aux marnes du lias sont ceux que Dufrénoy et Elie de Beaumont ont désignés sous la dénomination de *calcaires à entroques*. Ce sont des calcaires solides et compactes que l'on voit affleurer en nombreux escarpements, crêtes et plateaux, parmi lesquels on a souvent cité celui du mont Auxois, qui semble un contre-fort avancé des montagnes granitiques du Morvan. Au-dessous des escarpements calcaires, souvent ruiniformes de ce plateau, s'ouvrent dans les marnes du lias les trois vallées de la Brenne (affluent de l'Armançon), de la Loze et du Lozerain (affluents de la Brenne).

C'est là que les auteurs de la carte géologique ont constaté, dès l'année 1840, les traces de la ville d'Alize et des travaux faits soit pour l'attaque de l'armée envahissante, soit pour la défense du camp retranché de Vercingétorix. C'est, en effet, une position prédestinée à la défense par sa forme et par la structure géologique du sol; elle est nettement indiquée et décrite dans les *Commentaires de César*. La figure 86, ci-après, montre les assises du calcaire à entroques ainsi soulevées en plateau au-dessus des terrains environnants.

Le plateau de Langres, dont l'altitude est de 470 mètres, se

présente dans des conditions semblables de forme et de composition. Le plateau est formé de même par les calcaires à entroques, tantôt compactes, tantôt oolithiques, qui représentent la formation *inférieure;* les pentes adoucies qui se trouvent en dessous, vers Longeau, sont formées par les marnes brunes du lias, avec intercalation, vers le milieu de leur développement, des calcaires noduleux. Ce plateau, surélevé au-dessus de la vallée de la Marne, est, comme celui d'Alize, un cap saillant qui, de tous temps, a servi de position stratégique.

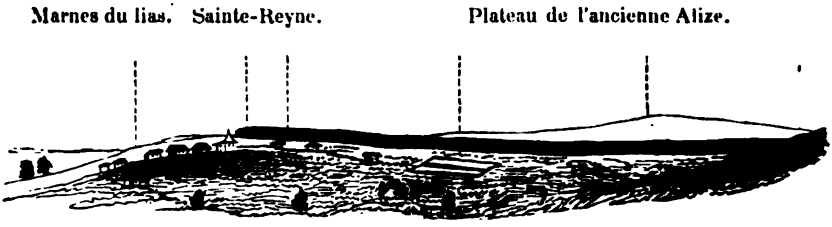


Fig. 86. — VUE DU PLATEAU DU MONT AUXOIS (Dufrénoy).

Le caractère de plateaux élevés se conserve dans les parties des vallées de la Meuse et de la Moselle qui suivent ou traversent les formations jurassiques. MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont ont surtout signalé et décrit ceux des environs de Nancy, dits *côte de Vaudemont* et *côte de Pulney*, dont les pentes douces sont formées par le lias et les marnes du lias et dont les couronnements calcaires appartiennent à l'oolithe inférieure.

Dans cette région se trouvent encore, au-dessous des calcaires à entroques, des calcaires oolithiques qui représentent la grande oolithe; ces calcaires, exploités par des carrières nombreuses, notamment entre Toul et Nancy, sont employés pour les constructions de ces deux villes.

Les hauts plateaux formés en Lorraine, en Franche-Comté, en Bourgogne, en Auxois et dans le Nivernais, par les calcaires oolithiques inférieurs superposés aux marnes liasiques, constituent les sommités jurassiques du bassin septentrional, qui se

tiennent à des altitudes de 400 à 500 mètres; ce sont les parties les plus saillantes de l'enceinte jurassique.

En descendant les vallées qui traversent cette enceinte, on ne tarde pas à rencontrer la formation oolithique *moyenne*, c'est-à-dire les marnes oxfordiennes couronnées par les calcaires coralliens.

La disposition est la même pour cette formation; on la voit surgir au-dessus des dernières pentes de l'étage précédent, dont les altitudes se sont progressivement abaissées par la convergence des pentes générales du sol vers le centre du bassin. Elle présente les mêmes formes de plateaux calcaires, dont les pentes se terminent par les couches marneuses de l'assise oxfordienne. Les altitudes de cette seconde enceinte de plateaux sont naturellement plus faibles que celles des précédents; elles sont généralement comprises entre 300 et 350 mètres.

Dans la vallée de la Marne, c'est au-dessous de Chaumont, vers le confluent de la Suize, que se montre cette superposition; dans la vallée de la Seine, c'est au-dessus de Châtillon; dans la vallée de l'Armançon, c'est vers Pacy et au-dessus de Tonnerre; dans la vallée de l'Yonne, c'est à Vermanton et Saint-Bris.

Cette ceinture de calcaires coralliens surmontés de calcaires oolithiques est exploitée par de nombreuses carrières qui ont une certaine célébrité, depuis Saint-Bris, Ravières, Tonnerre, etc., jusqu'à Euville et sur les bords de la Meuse.

La formation oolithique *supérieure* ne présente pas des formes aussi caractérisées que les deux précédents, sa puissance étant beaucoup moindre. L'assise argileuse de la base est peu développée; les calcaires grisâtres ou gris-jaunâtres de l'assise supérieure, qui se trouvent d'abord en témoins isolés sur les sommités de l'étage moyen, finissent par former, au pied de ces sommités, un terrain ondulé de coteaux et de collines dont les altitudes tombent à 150 et 200 mètres, avec des pentes et des escarpements moins apparents.

Les territoires situés aux environs de Gondrecourt dans la Meuse, de Clermont en Argonne, de Bar-le-Duc sur l'Ornain, de Bar-sur-Aube, de Bar-sur-Seine, d'Auxerre dans la vallée de

l'Yonne, sont les localités où l'on peut étudier le système oolithique supérieur. Les argiles, marnes ou calcaires abondants en coquilles (gryphées virgules) et partout indiqués comme lumachelles, représentent l'assise inférieure; les calcaires gris ou jaunâtres, compactes et oolithiques, quelquefois en bancs assez massifs pour qu'on ait pu y ouvrir des carrières, plus souvent trop divisés et constituant des plateaux pierreux, représentent l'assise portlandienne et terminent la série jurassique; leurs bancs disparaissent sous la ceinture des premières assises crétacées.

Les reliefs de la surface accusent presque toujours les lignes suivant lesquelles les couches d'une formation se dégagent de dessous la formation superposée, et il est probable que chacune a été séparée des autres par des mouvements du sol. L'action des eaux a élargi les dépressions déterminées par les couches tendres, argileuses ou marneuses qui se trouvent à la base des formations oolithiques et mis les calcaires en reliefs d'autant plus prononcés. Les auteurs de la carte géologique ont fait ressortir les formes saillantes de la triple enceinte du bassin de Paris, en signalant le rôle stratégique et défensif qu'elles ont joué à toutes les époques d'invasion. Ainsi l'enceinte J^1 de la formation inférieure est marquée par les plateaux de l'Auxois, de Langres et de la Franche-Comté, ainsi que par ceux de la Lorraine, qui ont joué un rôle constant dans l'histoire de la défense du sol. La ceinture de l'étage moyen J^2 est moins élevée et moins bien disposée, et cependant les défilés de l'Argonne, Verdun, Toul, Ligny, figurent honorablement dans les résistances du pays. La dernière circonvallation jurassique J^3 s'affaiblit encore : il semblerait qu'elle marque le découragement: en réalité elle a toujours été négligée comme ligne stratégique, les reliefs du terrain crétacé qui lui succèdent étant plus accusés.

De nombreux cours d'eau prennent naissance dans l'encaissement semi-circulaire des zones jurassiques du Nord. La Seine, l'Aube, la Marne, l'Aisne et leurs affluents rayonnent de la circonférence vers le centre, obéissant ainsi au régime général des

pentes. La Meuse échappe à ce régime en suivant les contours curvilignes de la zone ; la plus grande partie de la vallée est creusée depuis Neufchâteau jusqu'en amont de Mézières, dans les marnes et argiles inférieures de la formation moyenne; les calcaires coralliens et oolithiques de cette formation dessinent l'encaissement de la rive gauche. L'Aire suit une direction parallèle dans la formation supérieure, et l'on retrouve dans beaucoup de petits cours d'eau cette tendance à suivre les contours des zones jurassiques, en creusant leur lit dans les étages composés de roches tendres.

On peut s'étonner, d'après les conditions générales des pentes et la disposition imbriquée des stratifications relevées sur les bords du bassin, que tous les cours d'eau ne suivent pas les directions des couches et le pied de leurs relèvements, au lieu de les traverser. On est obligé d'admettre qu'il existait dans ces relèvements curvilignes des fractures suivant les rayons, et que dès l'origine les cours d'eau ont pu trouver dans ces fractures, sous forme de *cluses*, les passages qu'ils ont élargi par leurs érosions et par de larges dénudations.

La préexistence de ces fractures démontre que l'allure naturelle des relèvements jurassiques, disposée dès l'origine en cuvette ou bassin géologique, a été accidentée sur tout son pourtour par des soulèvements successifs qui ont eu pour effet de l'exhausser encore. En réalité, ce sont les massifs de transition de la Bretagne et de la Vendée, du plateau central, des Vosges et des Ardennes, qui ont été le siége d'exhaussements et de soulèvements continus, dont les mouvements généraux relevaient de plus en plus les bords du bassin secondaire. Nous retrouvons ainsi dans les allures des stratifications jurassiques une confirmation indirecte des conclusions auxquelles nous a conduit l'examen de ces massifs partout sillonnés par des éruptions de granites porphyroïdes, de porphyres, de diorites, de serpentines et de roches volcaniques. La plus grande partie des inclinaisons des stratifications jurassiques dans le sens normal du bassin, la plus grande partie de l'exhaussement des longs

plateaux, résultent de soulèvements successifs qui expliquent les allures souvent brisées et concassées des calcaires jurassiques. Ainsi s'expliquent, en effet, les cassures qui sillonnent tous ces calcaires et les ont rendus si perméables aux eaux, si disposés à servir de canaux souterrains.

Les allures accidentées du terrain jurassique sont mises en évidence sur la crête de partage de la Seine et de la Saône et sur les zones qui bordent le plateau central.

Le chemin de fer de Lyon, après avoir traversé, de Tonnerre à Blaizy, la succession des trois formations oolithiques, pénètre dans la crête de partage dont le plateau s'élève à la côte de 588 mètres. Il a d'abord recoupé, par l'entrée de Blaizy-Bas, les marnes du lias, traversé le calcaire à gryphées et sort vers Malain, sur les marnes irisées, dans la vallée de fracture dite le *cirque de Sombernon*. Son débouché dans cette vallée est indiqué par la coupe figure 87.

Le relèvement de l'ensemble des terrains secondaires est dû, sur ce point, à un soulèvement granitique.

Le granite (Gr) affleure, en effet, à Malain, en dessous des marnes irisées ou trias marneux (Tm), surmonté par le trias gypseux (Tg).

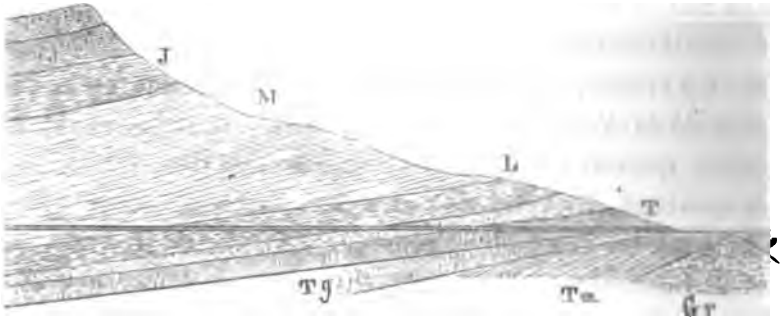


Fig. 87. — COUPE DU TUNNEL DE BLAIZY, ENTRÉE DE MALAIN.

Le tunnel pénètre ensuite dans le lias, dont on voit les alternances se succéder en s'élevant sur le versant de Blaizy. C'est d'abord le calcaire à gryphées (L), puis les marnes supérieures du lias (M), grises, schisteuses, bitumineuses, qui forment les pentes

d'une *combe* surmontée par les escarpements compactes et abrupts des calcaires jurassiques (J).

Ainsi, dans un espace restreint, on a parcouru la succession des terrains secondaires, depuis la base granitique qui les a soulevés jusqu'aux sommités jurassiques.

Descendant la vallée au-dessous de Malain, le chemin de fer recoupe de nouveau les calcaires jurassiques ramenés par une faille. Ces calcaires sont ceux de la formation inférieure, dont les bancs sont compactes, massifs et généralement fracturés. Dans les vallées et sur les versants ou combes que l'on traverse, on voit ces bancs dégager leurs stratifications imbriquées en formant des escarpements qui en marquent les inclinaisons ; les surfaces sont jonchées de débris qui attestent la structure fissurée et concassée des couches, par les mouvements que le sol a dû subir.

Fig. 88. — LES CALCAIRES JURASSIQUES RUINIFORMES (Joanne).

Sur les parois des vallées, les escarpements des calcaires jurassiques divisés par de grandes fissures verticales prennent souvent des dispositions abruptes qui les font désigner par la dénomination de *ruiniformes* (fig. 88).

A partir de cette région centrale, la zone jurassique, du côté de l'ouest, borde le massif de transition et se continue jusqu'à la mer, où elle va former les rochers du Calvados.

Du côté de l'est, cette zone longe l'Ardenne vers Sedan et Mézières, et disparaît au delà sous les terrains crétacés. Elle doit se poursuivre au-dessous de la craie, dans la direction de Cambrai, Arras, etc. La preuve en est fournie par le *bas Boulonnais*, contrée triangulaire déterminée par un soulèvement qui ramène à la surface les terrains jurassiques à travers les terrains crétacés.

Le *bas Boulonnais* est une contrée jurassique qui borde le littoral sur environ 25 kilomètres de longueur; Boulogne occupe précisément le centre de cette ligne littorale.

La vallée de la Canche, au sud de Boulogne, les vallées parallèles de l'Authie, de la Somme, de la Bresle et de la Béthune, sont encaissées par une crête de plateaux crétacés qui part du cap d'Antifer, décrit une vaste courbe passant par Neufchâtel, Montdidier, Roye, Saint-Quentin, Bapaume, Doullens, Saint-Pol et Desvres, pour aboutir aux falaises d'Equihen et du Portel. La surface ainsi délimitée forme un golfe géologique encaissé à l'ouest par les relèvements du pays de Bray; au sud, par les relèvements crétacés qui dominent le bassin tertiaire éocène; à l'est, par une autre ligne de relèvements qui sépare ce bassin de celui de l'Aa, de la Lys, de la Lawe et de la Deûle.

Cette dernière ligne de faîte se bifurque en approchant de la mer; ses deux branches forment un petit bassin hydrographique comprenant la Liane, le Wimereux et la Selague. La branche orientale, la plus saillante, se prolonge dans la mer, où elle s'avance par le cap Grisnez.

Les marins avaient déjà constaté la différence des roches du bas Boulonnais comprises dans l'espace angulaire d'Equihen à Wissant; ils ont donné le nom de Grisnez au cap composé de roches jurassiques dont les teintes assez sombres contrastent avec les falaises blanches de la craie au cap Blancnez.

Les falaises d'Equihen à Wissant permettent d'étudier les

terrains du Boulonnais qui s'intercalent ainsi entre les falaises de craie et s'avancent dans la mer en formant un promontoire.

C'est une protubérance composée de calcaires oolithiques alternant avec des couches marneuses; on y a reconnu les diverses formations calcaires et argileuses du terrain jurassique; de chaque côté les grès verts viennent butter contre ce terrain et bordent ses affleurements.

Les descriptions spéciales, notamment celles de M. Rozet, ont détaillé les trois formations oolithiques visibles à partir de la base des falaises de Boulogne jusqu'au sommet du mont Lambert, dont l'altitude est de 188 mètres, chacune se trouvant spécifiée par ses fossiles caractéristiques. Ce qui est à remarquer pour ceux qui ont vu les grands développements du terrain jurassique en Bourgogne ou dans le Jura, c'est le peu de puissance de ces formations. Cette réduction générale des épaisseurs de l'ensemble du terrain jurassique autorise à conclure qu'on se trouve là sur le littoral du bassin, conclusion confirmée par les affleurements du terrain houiller et du calcaire carbonifère d'Hardinghen.

Si maintenant on remarque que la pointe du bas Boulonnais se trouve précisément dans le prolongement de l'allure des mêmes couches dans les Ardennes, que le terrain jurassique est là dans des conditions similaires; on est forcément amené à conclure que ces affleurements indiquent la continuation d'un littoral jurassique en partie recouvert par les dépôts crétacés et tertiaires, et que ce littoral est appuyé sur un soulèvement indiqué par une dorsale dévonienne.

Sur ces indices de la direction générale des couches dans le bas Boulonnais et dans les Ardennes, sur les observations recueillies à l'aide de quelques forages exécutés à cette époque, MM. Dufrénoy et Elie de Beaumont ont déterminé les directions probables des limites souterraines du terrain jurassique et du terrain dévonien. Cette limite a été tracée, est 40 degrés sud, à partir du Boulonnais, devant croiser, au nord de Bapaume, la direction, est 16 degrés sud, à partir des Ardennes, et former là un coude assez pro-

noncé. Ce tracé est à nos yeux une des prévisions les plus remarquables obtenues par les observations géologiques ; il a indiqué dix ans à l'avance un fait constaté en 1851 par les découvertes successives qui ont permis de tracer les limites du bassin houiller du Pas-de-Calais. Remarquons que cette prévision a été établie non pas seulement par des appréciations, mais par un plan donnant toute leur valeur aux observations qui ont ainsi permis de jalonner à l'avance sur la surface du sol la continuité souterraine des terrains recouverts.

Le *pays de Bray* est une contrée spéciale, formée par le soulèvement des terrains crétacés inférieurs, à travers une longue fracture ouverte dans la craie supérieure. Dans la partie centrale de ce soulèvement, les terrains jurassiques supérieurs sont à découvert ; de telle sorte qu'il reste bien démontré qu'au-dessous de la craie comprise dans le golfe des zones d'affleurements jurassiques ce terrain jurassique forme bien réellement le fond du bassin sédimentaire. Nous examinerons le pays de Bray d'une manière spéciale en étudiant les terrains crétacés.

Vis-à-vis du Boulonnais, les terrains jurassiques de la Normandie, appuyés sur le massif de transition du Cotentin et de la Bretagne, depuis Valognes, Caen, Argentan jusqu'au Mans et à Sablé, constituent une véritable contrée géologique. C'est la *plaine* des terrains calcaires et argileux qui succède aux *bocages* schisteux et granitiques.

Le terrain jurassique de cette région commence par deux étages d'alternances calcaires et marneuses appartenant au lias : le *lias blanc*, ou calcaire d'Osmanville et de Valognes ; le *lias bleu*, ou calcaire à gryphées. Ces alternances constituent une première zone étroite et peu puissante, à laquelle succèdent des marnes à bélemnites, puis les trois formations oolithiques.

Ces trois formations sont remarquables, parce que les étages argileux y sont plus complétement représentés que dans toute autre partie de la France, et que, par suite, on peut y reconnaître

plus facilement les divisions établies en Angleterre, dont les dénominations sont toujours en usage.

Les divisions principales de la formation inférieure sont indiquées par la coupe des falaises de Port-en-Bessin (fig. 89).

Les calcaires de la base sont ceux de l'*oolithe inférieure*; ils sont solides et compactes, ainsi qu'il résulte de leur résistance à l'ac-

Fig. 89. — LES FALAISES DE PORT-EN-BESSIN A VIERVILLE (Caumont).

tion de la mer qui les sape et les divise en piliers. Cette assise (J¹) est surmontée de calcaires marneux (2).

Au-dessus des calcaires marneux se développent les *argiles de Port-en-Bessin* (3), qui atteignent jusqu'à 25 et 30 mètres de puissance et représentent la terre à foulon; ce sont des argiles bleuâtres ou jaunâtres, un peu marneuses, alternant avec des calcaires marneux; elles sont recouvertes par des calcaires (4) assimilés aux *calcaires de Caen* ou de la *grande oolithe*.

L'étage du calcaire de Caen, principalement développé aux environs de cette ville, comprend 20 à 30 mètres d'alternances calcaires, parmi lesquelles se trouvent des bancs de 0ᵐ,50 à 1ᵐ,50 de calcaire oolithique, qui réunit les qualités les plus recherchées dans les pierres d'appareil : dureté moyenne, taille facilitée par un grain finement oolithique, résistance aux agents atmosphériques. Ces qualités le font rechercher pour les monuments qui exigent des sculptures très-fines, surtout pour le style gothique, dont les églises de Caen présentent de si beaux spécimens.

Les calcaires de Caen sont recouverts en quelques points par

des bancs qui peuvent représenter les calcaires de Bath ou de Bradfort.

Les marnes et les argiles dominent dans la formation moyenne; c'est celle des *argiles de Dives*, qui correspondent aux argiles des plaines d'Oxford. De Villers à Beuzeval et Dives, on voit affleurer sur les falaises ce système argilo-marneux dont la puissance s'élève à 100 et 150 mètres. Ce sont les roches qui constituent la plus grande partie du sol dans le *pays d'Auge*. Les roches principales sont des argiles d'un bleu foncé, alternant vers la base avec des mollasses ferrugineuses, et dans les parties supérieures avec des marnes.

Cet étage argileux est couronné par des calcaires appartenant à deux assises distinctes : des calcaires oolithiques à oolithes inégales, dits *oolithes d'Oxford*, et des calcaires compactes à polypiers, ou *coral rag*. Ces assises calcaires, peu développées et peu puissantes au-dessus du grand développement argilo-marneux des argiles de Dives, établissent une différence complète dans les caractères de la formation moyenne en Normandie comparativement à ceux des contrées jurassiques du Centre et du Midi.

La formation supérieure reproduit les mêmes conditions et les mêmes différences.

Elle comprend un étage argileux, dit *argile d'Honfleur*, composé à la base d'alternances complexes de sables ferrugineux et de quelques bancs agglomérés de grès, recouvertes par des argiles bleues, alternant avec des marnes ou des calcaires marneux. Cet étage pourrait se confondre avec les argiles de Dives, si les fossiles caractéristiques n'y établissaient une distinction facile; dans les sables ce sont des trigonies, et dans les marnes, des gryphées virgules et des huîtres deltoïdes. Cet étage affleure d'Honfleur aux environs de Lisieux et de Pont-l'Évêque. Bien qu'on trouve au-dessus des argiles quelques bancs de calcaires marneux, les calcaires portlandiens font défaut, et l'étage supérieur n'occupe en Normandie que des surfaces très-restreintes ; la suppression des calcaires portlandiens y fait encore ressortir le caractère argileux de l'ensemble du terrain jurassique.

En résumé les zones jurassiques qui encaissent et dominent le bassin parisien, nous représentent les contrées littorales des dépôts. Les calcaires compactes ou oolithiques en sont les roches dominantes et caractéristiques ; mais à la base des trois étages calcaires les étages argileux ou sablonneux sont plus ou moins représentés, de manière à préciser suffisamment les principales subdivisions géologiques. Les fossiles, abondants comme dans tous les dépôts littoraux, facilitent les classifications, dont on a d'ailleurs quelque peu abusé; la profusion des adjectifs actuellement employés dans les nomenclatures ayant jeté une certaine incertitude dans les classifications, on attend le géologue qui, rompant avec ces nomenclatures, saura donner enfin à ce terrain une classification normale et pratique.

Le bassin jurassique du Nord se continue vers le Midi, par une ceinture presque continue d'affleurements autour du plateau central ; la zone principale, la plus étendue et la plus exclusivement jurassique, est celle des montagnes du Jura. Là ce ne sont plus les affleurements d'un bassin dont la partie centrale est cachée par des dépôts postérieurs ; toute la largeur du dépôt est soulevée en reliefs fortement accidentés et disposés dans les conditions les plus favorables à l'étude.

Le Jura.

La chaîne du Jura décrit une courbe qui traverse la Suisse et se prolonge en France depuis la ligne frontière du Doubs, vers la Chaux-de-Fonds, jusqu'à Belley et Chambéry; son développement principal couvre l'espace compris entre le Rhône et l'Ain.

Cette large zone montagneuse ne constitue pas une chaîne unique ; elle se compose de plusieurs chaînes parallèles, formées elles-mêmes par une série de chaînons dont la succession suit la courbe indiquée sur toutes les cartes.

Cette direction curviligne est marquée par le plus grand nombre des cours d'eau qui coulent entre les chaînons, dans les vallées longitudinales. Un petit nombre de ces cours d'eau tourne

court pour suivre momentanément une ligne transversale et couper la direction générale, de manière à indiquer l'existence de vallons partiels, perpendiculaires à cette direction. Ces vallons, qui coupent transversalement les chaînons montagneux et que leurs parois escarpées indiquent comme *vallées de fracture*, ont été de temps immémorial distinguées par les habitants, qui les désignent sous la dénomination de *cluses*.

Les vallées qui suivent la direction des couches plissées, qui est généralement celle des chaînons, sont désignées sous la dénomination de *vallées de plissement*.

Ainsi le Drujon et le Doubs suivent des vallées de plissement des calcaires jurassiques, mais les cluses de Joux près Pontarlier, de la Jougne à l'ouest d'Yverdun, facilitent la traversée de la chaîne. Une crête de partage, entre Pontarlier et Nozeron, sépare les eaux du Doubs et de l'Orbe de celles de l'Ain et de la Bienne ; la Bienne trouve elle-même au-dessous de Saint-Claude une série de cluses qui lui permettent d'aller se jeter dans la vallée de l'Ain. C'est en pénétrant dans les cluses, au-dessus de Nantua, que l'on peut traverser la chaîne et passer de la vallée du Rhône dans la vallée de l'Ain.

La géologie du Jura a été tracée d'une manière magistrale par M. Thurmann. Il a démontré que l'ensemble de toute la zone jurassique avait été sillonné par une série de soulèvements linéaires constituant cent soixante chaînons distincts, juxtaposés et suivant le tracé curviligne.

Les soulèvements ont affecté en Suisse un ensemble de couches comprenant le trias, le lias et les trois étages oolithiques. En France, le terrain néocomien, superposé sur beaucoup de points au terrain jurassique, en partage également les accidents.

La structure des chaînons se rapporte à plusieurs types. Très souvent les couches soulevées se sont rompues suivant la ligne de faîte ; de telle sorte que les terrains les plus anciens y sont mis à découvert au fond et sur les versants d'une vallée centrale et surexhaussée.

Les versants des vallées de plissement suivent alors le sens de la stratification, leur plan n'étant accidenté que par les lignes imbriquées des couches en retrait.

D'autres fois une faille s'est produite; le terrain a été soulevé d'un côté comme un volet autour d'une charnière, de sorte que la montagne présente les tranches des couches soulevées, et de l'autre côté un plan incliné suivant dans le sens de la stratification.

M. Thurmann a divisé les chaînons en plusieurs classes, d'après le nombre des étages soulevés. Ainsi, il y aurait trente soulèvements de premier ordre, où les calcaires coralliens sont seuls visibles; tels sont le Salèvé, la Dôle, le Rizoux, le Montaubert. Quatre-vingts soulèvements de deuxième ordre montrent toute la série oolithique accidentée; tels sont le Reculet, le grand Colombier, le Mâclus, le Suchet, le Memont, le Chasseron, le Lomont. Cinquante-deux soulèvements de troisième ordre font apparaître au jour les relèvements du lias et du trias; les principaux sont le mont Terrible, le cret de Chalarue, les montagnes de Beauregard, le mont d'Argueil.

Les cluses sont des fractures transversales qui affectent un ou deux chaînons. M. Thurmann en a compté quatre-vingts. « Ces cluses offrent, dit-il, les observations les plus intéressantes. En traversant leurs défilés pittoresques, on trouve réunis, dans un espace limité, tous les ordres d'accidents indiqués précédemment. On voit se relever, se dresser sous des formes variées et hardies, les strates coralliens, tantôt élancés en pics décharnés ou isolés en feuillets verticaux, tantôt suspendus en massifs surplombants, creusés de nombreuses cavernes. On les voit recouvrir entièrement d'un cintre immense la voûte concentrique des couches oolithiques inférieures, ou seulement en revêtir les flancs arrondis, en dominant de leurs escarpements le thalweg sinueux et incliné de la combe oxfordienne. On touche du doigt les voussures avec tous les détails du ploiement et les effets de la résistance; on peut en compter les couches superposées et mesurer du regard leur énorme puissance; en un mot, reconnaître le profil du soulèvement dessiné par la nature avec une netteté parfaite. »

Cette définition de M. Thurmann explique le caractère des cluses jurassiques. On y remarquera la citation de *combes* oxfordiennes, expression adoptée dans le pays, pour désigner les versants réguliers et adoucis que forment les affleurements des argiles de la formation moyenne, dont les pentes contrastent avec les formes escarpées des calcaires.

Avec des conditions de structure aussi complexes, le Jura doit nécessairement présenter des altitudes très-diverses ; les points culminants des grands chaînons varient de 1 200 à 1 400 et 1 700 mètres : les massifs les plus élevés sont la Dôle (1 680 mètres), le Colombier (1 691 mètres), le Reculet (1 720 mètres).

Les terrains jurassiques, qui s'élèvent à des altitudes de 1 400 et 1 700 mètres, descendent ensuite dans les vallées à des niveaux de 200, de 100 mètres, et vont plonger sur le littoral au-dessous du niveau des mers. Les Alpes nous présentent des dénivellations encore plus considérables, mais elles sont plus frappantes dans le Jura, parce que les divers étages oolithiques y ont conservé leurs caractères minéralogiques, leurs fossiles, et que l'on peut suivre les mêmes couches depuis les cimes culminantes jusqu'au bord de la mer.

Cette grande dénivellation de couches sédimentaires formées à la même époque est une démonstration directe du fait des soulèvements. Les couches jurassiques contiennent, en effet, des bancs de polypiers et de coquilles, fossilisés dans la position où ils ont vécu, et qui, par conséquent, n'ont existé que dans une lame d'eau dont la profondeur ne pouvait dépasser une centaine de mètres ; sur des étendues aussi considérables, ces couches devaient présenter un caractère d'horizontalité presque absolu. Et cependant nous les voyons aujourd'hui inclinées, ployées en tous sens et dans des positions dont les altitudes diffèrent de 1 000 et 1 500 mètres. Une seule explication est possible, c'est que les strates déposés horizontalement au fond de la mer jurassique ont ensuite subi les soulèvements, ploiements et dislocations qui peuvent seuls expliquer ces anomalies.

La structure du Jura permet d'étudier, dans tous leurs détails, les trois formations oolithiques dont les ondulations, les fractures et les soulèvements sont si multipliés; il est rare que ces accidents amènent à la surface le lias ou le trias, ainsi que cela arrive dans le Jura suisse; mais les formations oolithiques suffisent pour faire apprécier les mouvements de ce sol montagneux.

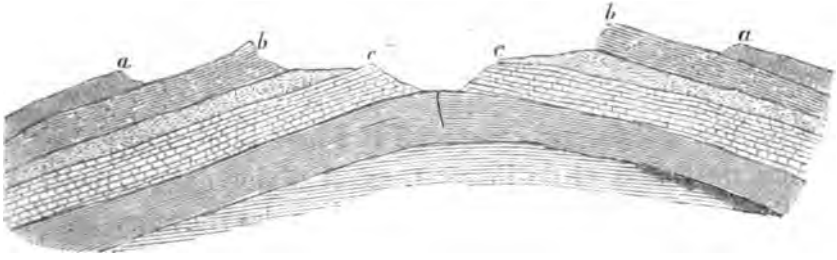


Fig. 90. — VOUTE, FLANQUEMENTS ET CRETS.

On désigne, sous la dénomination de *voûte*, le soulèvement d'un système de couches, lorsque ces couches n'ont point été rompues au sommet de la courbe (fig. 90). Les couches qui n'ont pu se prêter à cette extension ont été fracturées suivant la direction du soulèvement, et déterminent de chaque côté de la voûte des *flanquements* (*a, b, c*) d'autant plus écartés qu'ils sont plus élevés dans l'échelle stratigraphique. Les *crets* de ces flanquements sont, en général, formés de calcaires durs; ils sont disposés en falaises escarpées et, à leur base, les couches marneuses forment les pentes adoucies dites *combes*.

Il ne faut pas se représenter les voûtes et crets suivant la régularité du type; les redressements ont pu se produire de chaque côté sous des inclinaisons différentes, les flanquements cessant de présenter une complète symétrie. On en jugera par la coupe ci-après de la montagne du Reculet (fig. 91).

La voûte de la formation oolithique inférieure J^1 a redressé presque verticalement, du côté de la France, les formations moyennes et supérieures (J^2 et J^3), ainsi que les couches de la formation néocomienne (N), tandis que, du côté de la Suisse, ces formations, dont les crets ont été soulevés aux plus grandes alti-

tudes, donnent lieu à des flanquements à pentes plus douces. On voit le gault (*g*) et les mollasses (*m*) recouvrir les dernières pentes.

Fig. 91. — COUPE DU RECULET.

Le Jura dôlois, qui comprend la bande jurassique entre les vallées du Doubs et de l'Ognon, est la région dans laquelle les soulèvements en voûtes ont mis à jour les terrains les plus inférieurs.

De la vallée du Doubs, près de Dôle, on voit les premières montagnes du Jura surgir au-dessus de la plaine de la Bresse, comme une côte escarpée au-dessus du niveau de la mer. Ces premières montagnes, quoique peu élevées, présentent un fait exceptionnel dans la chaîne ; c'est une trouée de terrain ancien qui s'est fait jour à travers les terrains jurassiques et y détermine une enclave d'environ 4 kilomètres carrés, dont une partie est même recouverte par les arkoses du trias.

Toutes les fois qu'un soulèvement amène au jour les roches anciennes, qui sont partout la base des terrains sédimentaires, ce point présente un intérêt spécial, parce qu'il doit déterminer les affleurements de toute la série sédimentaire qui lui a été superposée. On voit, en effet, dans la coupe tracée par M. Jourdy, la trouée centrale (fig. 92) composée de gneiss et de micaschistes, pénétrés par une eurite culminante dite *montagne de la Serre*. L'éruption de l'eurite est, suivant toute probabilité, l'origine du soulèvement.

Le terrain permien (P) apparaît, d'un côté, représenté par des poudingues rougeâtres et des arkoses, dont la partie supérieure (*t*) recouvre les terrains cristallins. Vient ensuite le trias (T), représenté par ses trois formations, grès bigarrés, muschelkalk et

marnes irisées, dont les faibles épaisseurs peuvent être attribuées à l'étirement déterminé par le soulèvement et la rupture des couches. Le lias (L) et les calcaires jurassiques (J) se développent ensuite et s'étendent vers l'Ouest, recouverts par les marnes

Fig. 92. — COUPE DE LA SERRE, PRÈS DOLE (Jourdy).

oxfordiennes. C'est donc un exemple où le massif soulevant a percé jusqu'au jour, écartant autour de lui les formations superposées, en flanquements et crets successifs.

Les calcaires jurassiques de Saint-Ylie, qui font partie du Jura dôlois et se rattachent à ces phénomènes de soulèvement, ont une certaine vogue dans les constructions. Ce sont des calcaires jaunâtres veinés de rose, quelquefois rougeâtres et susceptibles d'un assez beau poli. Leur nature compacte et résistante à l'écrasement les fait surtout rechercher pour les soubassements des constructions monumentales; c'est à ce titre qu'elles ont été introduites dans la construction du nouvel Opéra de Paris. Leur emploi comme roche polie a moins bien réussi, parce que les teintes rosées et rougeâtres qui en avaient déterminé le choix comme pierre d'ornement, ne conservent pas leur éclat.

L'âge de ces calcaires a été déterminé par M. Jourdy; ils appartiennent à un étage spécial, situé au-dessus des calcaires coralliens. Beaucoup de géologues les ont assimilés aux calcaires coralliens, parce qu'ils contiennent des nérinées; ils sont, en réalité, supérieurs et établissent une sorte de passage entre l'étage corallien, où dominent les polypiers, et l'étage supérieur kimméridien, où dominent les acéphales.

L'étage corallien a pris ainsi, aux environs de Dôle, comme sur quelques autres points, un développement considérable, il s'y est formé des calcaires compactes, veinés de rose et de rouge, sains et d'une belle hauteur de banc, 0m,50 à 0m,70,

développement exceptionnel, d'un grand intérêt au point de vue des constructions.

La classification des terrains du Jura présente des difficultés sérieuses, parce que les divers étages qui les constituent n'y ont pas des caractères identiques à ceux de la zone qui encaisse les terrains crétacés du Nord. Parmi les classifications qui ont été produites, celle de M. Jourdy nous paraît mériter une attention spéciale, parce qu'elle se rattache au point de vue le plus élevé et qu'elle tend à nous dégager de minuties paléontologiques.

Il existe, d'après M. Jourdy, deux sortes de dépôts ayant chacun des caractères minéralogiques distincts, et des faunes spéciales. Un de ces dépôts est *ferrugineux* avec abondance de céphalopodes ; l'autre est *siliceux* avec abondance de zoophytes (polypiers et spongiaires). Ces deux sortes de dépôts alternent ensemble plusieurs fois, et chacune de leurs associations forme un étage particulier.

Ainsi les premières assises calcaires de la formation oolithique *inférieure* renferment des bancs ferrugineux qui, sur beaucoup de points, sont exploités comme minerais de fer (Dôle, Salins, Lons-le-Saulnier) ; on trouve dans ces couches un grand nombre d'ammonites. Ces calcaires ferrugineux sont surmontés de calcaires blancs, remarquables par l'abondance des polypiers et des entroques, et qui contiennent la silice sous forme de chailles ou nodules concrétionnés. L'ensemble de cette succession d'assises constitue un premier étage de la formation inférieure.

Un second étage commence par des calcaires oolithiques et des marnes avec oolithes de fer hydroxydé ; il se termine, notamment à Dôle, par une série de calcaires oolithiques blancs avec polypiers ; la silice y forme de petits bancs, souvent elle a imprégné les débris fossiles.

La formation oolithique moyenne, dite *oxfordienne*, présente les mêmes caractères sur une échelle encore plus développée. Elle comprend d'abord un étage de marnes, de calcaires marneux et de bancs ferrugineux, avec une grande profusion de

céphalopodes, des ammonites surtout, qui, dans beaucoup de bancs marneux, sont à l'état de pyrite blanche. Vient ensuite un étage moyen calcaire, avec fossiles mixtes, comprenant des céphalopodes, des spongiaires et des zoophytes. L'étage corallien, composé de calcaires oolithiques ou compactes, généralement blancs, abondants en polypiers et échinides, avec bancs siliceux et concrétions, puis les calcaires à nérinées, forment le couronnement de cet étage.

La formation oolithique *supérieure* est représentée par des alternances de marnes et de calcaires, dont les roches et les fossiles ne paraissent bien caractérisés que dans leur ensemble ; ce sont des calcaires à coraux avec des acéphales, de grands gastéropodes, peu de céphalopodes, couronnés par de petits dépôts sporadiques d'eau douce qui annoncent les dernières phases d'émergement des dépôts jurassiques.

Pendant la période jurassique, dont la longue durée est attestée par la puissance des dépôts calcaires et marneux, par la multiplicité des bancs et les successions de faunes différentes, les variations des dépôts ont dû être déterminées par des mouvements du sol. Indépendamment des grands soulèvements qui ont donné naissance à la chaîne du Jura, on peut, en effet, constater entre les diverses formations des stratifications discordantes ou transgressives qui attestent ces mouvements. Il en existe un exemple intéressant sur les escarpements situés près de Dôle, vers la jonction des chemins de fer de Dijon et de Châlons; les couches à minerai des marnes oxfordiennes y reposent en stratifications ondulées, mais presque horizontales, sur les couches accidentées par des failles et fortement inclinées des calcaires blancs de la formation inférieure.

Terrains jurassiques du Midi.

Les montagnes du Jura dominent, au midi, le grand lac tertiaire de la Bresse et de la Dombes, puis disparaissent sous les plaines formées par ces dépôts. Au sud des dernières collines du

Jura, les terrains jurassiques sont divisés par les dépôts crétacés en deux lisières. La lisière du midi suit, à partir de Valence, le littoral granitique, contourne le cap du Gard et s'étend en vastes plateaux entre ce cap et celui de l'Aveyron et du Tarn.

Cette lisière méridionale s'annonce, près de Valence, par une montagne calcaire dont les escarpements attirent l'attention de tous ceux qui suivent la vallée du Rhône. Cette montagne est celle de Crussol, sur la rive droite.

En descendant le Rhône de Lyon à Valence, après avoir suivi le long de la rive droite les hauts versants granitiques et schisteux du plateau central, on voit s'élever subitement, avec les formes les plus abruptes, cette montagne de Crussol, surmontée par les ruines d'un vieux château; ses pentes dénudées montrent des roches calcaires dont les couleurs, d'un blanc jaunâtre, contrastent avec les roches granitiques. Ce sont les premières roches de cette ceinture jurassique.

La montagne de Crussol (fig. 93), dont l'altitude est de 380 mètres, se prête très-bien à l'étude; en voici la coupe et la composition, d'après M. Lory.

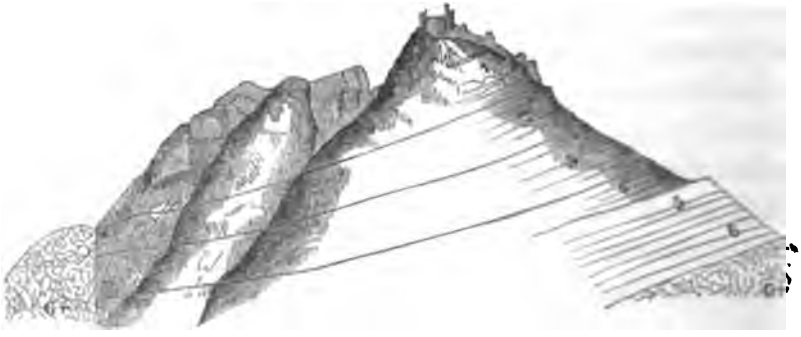


Fig. 93. — COUPE PERSPECTIVE DE LA MONTAGNE DE CRUSSOL, VUE EN AVAL DE VALENCE.

Le plan incliné qui regarde Valence montre la succession des assises numérotées plongeant à contre-pente. Cette succession est supportée par le granite (Gr), et comme le granite se retrouve au delà, dans le val de Saint-Péray, l'ensemble du terrain jurassique existant sur ce point se trouve supporté dans un fragment de la coupe granitique sur laquelle il s'était déposé.

Le terrain jurassique y commence par des grès et des calcaires magnésiens (6) qui représentent le lias, conformément aux indications fournies par les bélemnites, les encrines et les térébratules disséminées dans les grès.

Au-dessus, des alternances de calcaires siliceux et de marnes ferrugineuses avec ammonites et térébratules (5) annoncent l'étage oolithique inférieur, qui se termine par des schistes à posidonies (4).

L'étage moyen constitue toute la partie supérieure de la montagne. Il commence par des marnes grises et noirâtres que l'on peut appeler *oxfordiennes* (3), dont les pentes sont plus adoucies, et qui sont surmontées par des calcaires marneux (2) à stratifications multiples, exploités pour chaux hydraulique, puis par 80 mètres de calcaires compactes (1), exploités comme pierres de construction. Sur ce couronnement de calcaires compactes était assis le château de Crussol, dont les débris se mêlent aux roches abattues que l'on précipite sur les pentes de la montagne pour les faire descendre jusqu'au Rhône.

Cette composition, dans laquelle dominent les calcaires, se continue sur le littoral granitique avec l'intervention précitée du lias. Les zones calcaires prennent surtout de l'importance à l'ouest du cap granitique des Cévennes, où elles ont à la fois une grande puissance et une grande largeur, jusque vers le haut *Quercy*, vaste région à plateaux calcaires, traversée par l'Aveyron et le Tarn. Les régions à plateaux calcaires, qui couvrent les plus grandes étendues de cette région littorale, sont désignées sous la dénomination de *causses*.

Entre Mende (Lozère), Marcillac (Aveyron) et Sainte-Affrique (Tarn), s'étendent les causses les plus vastes et les plus élevées, dont les principales sont : les causses de Séverac et de Florac, celles de Coucourès et celles du Larzac.

Le Tarn et la Joute traversent cette contrée dans des vallées étroites et profondément encaissées, dont les versants rapides montrent les épaisseurs considérables des calcaires jurassiques

qui couvrent les plateaux. L'Aveyron, qui les contourne, y pénètre sur une partie de son parcours par des cassures qui conservent le même caractère.

Les parois escarpées des entailles ainsi faites dans toute l'épaisseur des dépôts, ont permis d'en spécifier les caractères; on les trouvera détaillés notamment dans la description géologique de l'Aveyron, par M. Boisse, qui spécifie de la manière suivante la composition et la disposition des terrains jurassiques des causses du Larzac, à partir du trias :

1° Des grès et des marnes infraliasiques avec petits bancs de cargueules. Ces grès contiennent, sur quelques points, des couches imprégnées d'oxyde de fer;

2° Le calcaire lias, caractérisé par ses gryphées et ses bélemnites, exploité tantôt comme marbre, tantôt comme pierre de construction, quelquefois comme dalles ou pierres tégulaires. Les bancs marneux fournissent des chaux hydrauliques;

3° Un grand développement de marnes, désignées suivant leurs caractères sous les dénominations de *marnes bleues* ou *marnes noires*, *schisteuses*, contenant des bélemnites et des ammonites qui tantôt les ont fait désigner comme *marnes du lias* et décidément comme *marnes infra-oolithiques*. Ces marnes puissantes, en général schisteuses, forment très-souvent, dans le bas des vallées, des talus d'éboulement;

4° Les calcaires jurassiques, très-puissants, séparés en deux étages par une zone marneuse contenant des couches de lignites. Ces calcaires sont, en général, compactes; ils fournissent des pierres de construction, des dalles et des pierres tégulaires. Les parties supérieures, souvent fissurées et d'aspect ruiniforme, donnent un caractère pittoresque aux escarpements. Sur plusieurs points, et notamment à Mondalazac, on a trouvé, vers la base, des couches de minerais de fer.

M. Boisse a fait ressortir, par cette énumération, la grande puissance des étages calcaires oolithiques. Vers les parties centrales et développées, cette puissance est de 300 à 500 mètres; vers les bords, elle se réduit à une centaine de mètres.

Les grandes assises de calcaires compactes et fissurés qui couvrent la surface des *causses*, déterminent les caractères qui en font une contrée tout à fait spéciale. Ces plateaux, dont les altitudes moyennes sont de 700 à 800 mètres, constituent des plaines très-élevées dont l'aspect horizontal présente à peine quelques ondulations. Sur ces vastes surfaces, les calcaires fissurés laissent passer les eaux pluviales qui, par des canaux souterrains, gagnent les niveaux des profondes vallées ; ce serait une condition de stérilité absolue, si quelques parties argileuses, pénétrant les fissures, ne maintenaient une végétation suffisante pour le pacage des moutons.

Sur beaucoup de points, les causses présentent des dépressions comblées de blocs incohérents, dans lesquelles vont s'engouffrer les eaux des grandes pluies ; ces eaux vont alimenter des cours d'eau souterrains qui apparaissent, dans le fond des vallées, en sources souvent très-abondantes.

En somme, les causses sont presque des déserts pierreux, consacrés aux petites pâtures ; si l'on aperçoit au loin quelque habitation, on peut être sûr, disait Dufrénoy, qu'un accident ou une disposition spéciale de la stratification a ramené au jour un lambeau des couches marneuses de la base.

L'industrie des fromages de Roquefort, développée sur ces plateaux, notamment au Larzac, est attribuée à une double condition : leur composition qui ne permet que le développement des herbages courts et aromatiques ; en second lieu leur altitude de 800 mètres, qui a permis d'y creuser des caves dont la température reste toujours très-basse.

La nature fissurée des calcaires semble contribuer à maintenir cette basse température ; il se produit, en effet, dans les caves des courants d'air froid très-sensibles en été, l'effet de ces courants d'air froid étant pour beaucoup dans la qualité des fromages qui y sont conservés. La température très-abaissée des courants d'air qui circulent dans les fentes des calcaires ne résulte pas seulement de l'altitude du sol, l'évaporation des eaux d'infiltration qui suintent sur les parois des fissures y contribue également.

Le terrain jurassique des causses repose, du côté occidental, sur le trias très-nettement caractérisé, tandis que vers les limites orientales on le voit directement superposé aux roches schisteuses et granitiques. Il se prolonge à l'ouest par des lambeaux sporadiques de Montbazens, du côté de Villefranche, et se retrouve dans la vallée du Lot, de Cajare à Cahors et Duravet, avec les mêmes caractères physiques et géologiques.

Quand on suit les méandres profondément encaissés du Lot, on retrouve sur les versants abrupts les mêmes roches et la même série géologique que dans les vallées des grandes causses, mais les épaisseurs des deux étages calcaires et marneux diminuent sensiblement. A Cajare, M. Boisse constate que le Lot coule à 200 mètres en contre-bas de l'arête calcaire supérieure, et que les roches du fond appartiennent à des couches placées encore à 100 mètres au-dessus de la base; la puissance totale des calcaires jurassiques est donc de 300 mètres.

Le thalweg de la Dourbie, ouvert dans la masse des calcaires jurassiques à la cote de 415 mètres, est encaissé par la causse du Larzac, à l'altitude de 847 mètres, et par le Causse-Noir, qui s'élève à 900 mètres. M. Boisse évalue l'épaisseur des calcaires en ce point à plus de 600 mètres. Au-dessous se trouvent les marnes et calcaires du lias, qui n'ont guère moins de puissance et que l'on voit affleurer dans la vallée du Tarn, où les calcaires sont sensiblement moins épais.

Le même phénomène s'observe pour les parties jurassiques qui contournent le cap granitique du Vigan. La puissance des grandes masses calcaires diminue et leur altitude tombe à 200 mètres en se rapprochant de la vallée du Rhône.

Le golfe jurassique des causses, profondément encaissé par les deux caps granitiques, représentait la partie la plus profonde de ce littoral; aujourd'hui cette région s'élève à des altitudes soutenues de 800 mètres, indiquant ainsi le mouvement prononcé de soulèvement de la Lozère et des Cévennes, qui l'a exhaussée. Ce mouvement a obligé les eaux du Lot, de l'Aveyron et du Tarn à chercher un thalweg vers l'ouest de la région calcaire

et granitique, les eaux ayant dû suivre les fractures du terrain et y façonner les vallées étroites et profondément encaissées; souvent on les voit sortir de thalwegs souterrains en sources volumineuses. Les surfaces, composées de calcaires fissurés, restent sèches, et M. de Sainte-Claire, dans un mémoire sur le département du Lot, en a exprimé l'aspect dans les termes suivants :

« Les murs irréguliers, de teinte sombre, qui enclosent chaque parcelle de terrain et que les propriétaires construisent surtout pour se débarrasser des pierres, fléau de leur culture, en les entassant les unes sur les autres, l'aridité du sol, les fragments pierreux qui le recouvrent presque entièrement, donnent à ces contrées une apparence de désolation et de ruine. La vue ne se repose de cette impression que sur les minces rubans de verdure qui apparaissent au fond des vallées profondes et sinueuses, encaissées par des versants allongés, toujours revêtus de la teinte grise propre à ces roches calcaires. »

Que de difficultés s'opposent, en effet, à la culture des causses! Sur leurs surfaces pierreuses, les fragments calcaires sont à peine réunis par une faible proportion de terres argileuses, dans lesquelles se développent de maigres gazons. Ces terres doivent être l'objet des plus grands ménagements; si on vient à les labourer, on en détruit la cohésion et les pluies les entraînent dans les fissures, où elles sont délayées et descendent vers le thalweg des vallées de fracture; le mieux est de les laisser en place, en se contentant des pacages qu'elles fournissent.

Les vallées auraient pu compenser l'aridité des plateaux, si elles avaient plus de largeur; mais ce ne sont que des failles dont les thalwegs resserrés et profondément encaissés ne laissent à la culture que des zones étroites et interrompues.

Les parois verticales et les versants rapides qui encaissent ces vallées sont un des caractères les plus marqués de la contrée des causses; l'ascension est longue, difficile, il faut choisir les sentiers et marcher plusieurs heures pour monter sur les plateaux; aussi l'habitant des fonds reste-t-il isolé de celui des causses.

Parmi ces vallées profondes, au fond desquelles les eaux se

rassemblent et coulent entre deux murailles verticales, celle du Lot se distingue par des méandres multipliés, profonds et presque réguliers, qui sont le fait orographique le plus saillant de la contrée. Ces méandres résultent évidemment de cassures dont les eaux ont contourné les dentelures et arrondi les parois.

Sur les parois de ces longues fentes qui sillonnent et séparent les causses, les stratifications ne montrent guère que de faibles inclinaisons; les soulèvements ont eu lieu par grandes parties, sous forme de plateaux exhaussés; il ne s'est point produit de ces mouvements de compression qui dans les grandes chaînes de montagnes ont redressé, ployé et renversé les stratifications.

En beaucoup de points on peut cependant constater des inclinaisons assez prononcées pour mettre en évidence l'action des soulèvements; Dufrénoy en donne un exemple figure 94.

Fig. 94. — COUPE PERSPECTIVE DE LA VALLÉE DE L'AVEYRON, DE VAOURS A BRUNIQUEL (Dufrénoy).

Cette coupe des plateaux de Vaours, Penne et Bruniquel qui encaissent l'Aveyron, montre les couches très-inclinées de l'étage oolithique inférieur (*j'*) couronnant ces plateaux. Cet étage calcaire avec marnes inférieures (*m*) et minerais de fer oolithiques, est superposé, en stratifications concordantes, aux dolomies et grès du lias, puis au trias (*t*).

Les calcaires jurassiques seraient faciles à suivre dans les diverses régions des Alpes depuis la Savoie jusqu'aux Alpes-Maritimes et aux montagnes qui forment le littoral de la

Provence, si les calcaires néocomiens et crétacés ne se confondaient avec eux par une identité à peu près complète de caractères minéralogiques. Grâce à une recherche minutieuse des fossiles qui existent sur quelques espaces restreints où ils semblent avoir formé des colonies, on a pu distinguer dans ces contrées montagneuses les massifs jurassiques des massifs crétacés ; c'est un travail qui a absorbé l'existence de plus d'un géologue.

Les environs de Grenoble, le Graisivaudan, le massif de la Grande-Chartreuse, sont des points classiques au point de vue de cet entrelacement montagneux des calcaires néocomiens et jurassiques. En prenant pour guide la description du Dauphiné de Lory, on pourra se reconnaître dans ce dédale et l'on appréciera le service rendu par un travail aussi détaillé et consciencieux.

De Grenoble à Chapareillan et à Chambéry, le lias est la formation la plus inférieure qui apparaisse à la surface : ce sont des calschistes ou schistes argilo-calcaires avec bélemnites.

Au-dessus vient l'étage oxfordien, très-développé, et dans des conditions qui ont été l'occasion de beaucoup de discussions. Ce sont d'abord des alternances de calschistes, de marnes et de calcaires marneux, que l'on désigne souvent sous la dénomination de *roches à ciment*, parce que, en effet, beaucoup de carrières y sont ouvertes pour obtenir des roches propres à la fabrication des chaux hydrauliques et des ciments.

Au-dessus de cet étage, caractérisé par ses roches marno-schisteuses de teintes généralement grises ou noirâtres, est un puissant étage de calcaires compactes gris-brun, donnant de la chaux grasse, désignés sous le nom de *calcaires de la Porte-de-France*. L'épaisseur totale des alternances qui constituent la formation oolithique moyenne est évaluée à 1200 mètres. M. Lory la divise de la manière suivante :

ÉTAGE SUPÉRIEUR.	Calcaires marneux supérieurs à ciment. Calcaires de la Porte-de-France.
ÉTAGE MOYEN.	Calcaires marneux à ciment. Marnes à géodes.
ÉTAGE INFÉRIEUR.	Schistes à posidonies. Calcaires marneux inférieurs.

Les calcaires de la Porte-de-France, durs et résistants, forment les escarpements les plus apparents, ceux du mont Rachais par exemple; tandis que les roches marneuses présentent des combes en pentes adoucies.

M. Lory a représenté par la coupe figure 95 la succession des assises constituant la montagne de la Bastille, près Grenoble, en s'attachant à y indiquer les mouvements de la stratification.

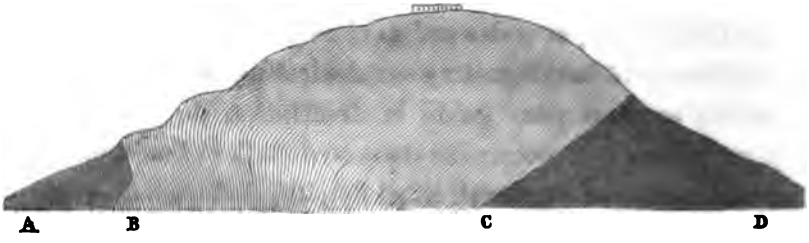


Fig. 95. — COUPE DE LA MONTAGNE DE LA BASTILLE, PRES GRENOBLE (LORY)

De D en C des alternances multiples de calcaires marneux, exploités pour chaux hydraulique et ciment, considérés comme oxfordiens. Au-dessus, de C en B, sont les calcaires de la Porte-de-France, surmontés de B en A par une seconde série de calcaires marneux supérieurs, et exploités comme les précédents pour la fabrication des ciments dits *de la Porte-de-France*.

Cet ensemble se profile de A en D sur une longueur de 1100 mètres, ce qui peut donner une idée de l'énorme développement surce point de la formation oolithique moyenne.

La couleur grise ou noirâtre de tout ce système des dépôts calcaires résulte d'un mélange intime de matières bitumineuses qui sont brûlées et disparaissent par la calcination, de sorte que les chaux fabriquées sont blanches. Cette coloration générale donne à la formation oxfordienne un aspect tout particulier, qui contraste avec celui des calcaires blancs coralliens.

Les calcaires de Voreppe et de l'Échaillon sont les types du corallien; ils sont pétris de nérinées, de térébratules, de dicérates fondus dans un grain cristallin, de telle sorte qu'on peut obtenir des blocs coquillers solides, massifs et de grand volume, dont on fait grand usage et dont les monuments de Paris pre-

sentent plusieurs applications. Ces calcaires blancs marmoréens reposent sur des dolomies grenues.

Les calcaires coralliens et leurs dolomies se retrouvent sur beaucoup de points remarquables : au mont du Chat, où ils recouvrent les calcaires oxfordiens de l'ouest; dans les gorges si pittoresques du Fier; aux environs de Belley de Nantua, etc., où les couches à polypiers forment un véritable horizon.

Probablement, dit M. Lory, il a existé une relation intime entre les sédiments magnésiens de la base et l'abondance des grands polypiers dans les calcaires qui les recouvrent.

Nous n'ajouterons rien à ce que nous avons dit précédemment sur les masses jurassiques qui constituent une grande partie des Alpes, et dont les roches altérées, souvent problématiques, laissent encore tant d'incertitudes dans les essais de classification. Ces masses sont indiquées jurassiques, par leur position stratigraphique plutôt que par les caractères de leurs roches.

Tous les calcaires jurassiques perdent beaucoup de leur importance dans les contrées méridionales, où ils sont en quelque sorte primés par les calcaires néocomiens.

Les calcaires compacts de la Provence ont été longtemps considérés comme jurassiques, à cause de leur identité minéralogique; les études préparatoires de la carte géologique ont rectifié cette assimilation et permis d'y tracer les zones crétacées néocomiennes. La confusion est si naturelle, que dans beaucoup de cas on a rapporté au terrain crétacé des parties qui sont réellement jurassiques, et qu'en suivant, par exemple, le littoral de la Méditerranée, on se pose souvent cette question de classification sans pouvoir la résoudre.

Dans le département du Var, la distinction des calcaires jurassiques est plus facile, parce que les marnes irisées marquent le point de départ des études pour déterminer la succession des étages calcaires. M. Jaubert, s'aidant à la fois des caractères des roches pouvant servir d'horizons, et des nivellements qui permettent de suivre ces horizons, lorsqu'ils n'ont pas été dérangés par de

grandes perturbations, a constaté l'existence du lias au-dessus des marnes irisées (M), ainsi qu'il résulte de la coupe figure 96.

Cette coupe indique la succession des étages jurassiques aux environs de Toulon.

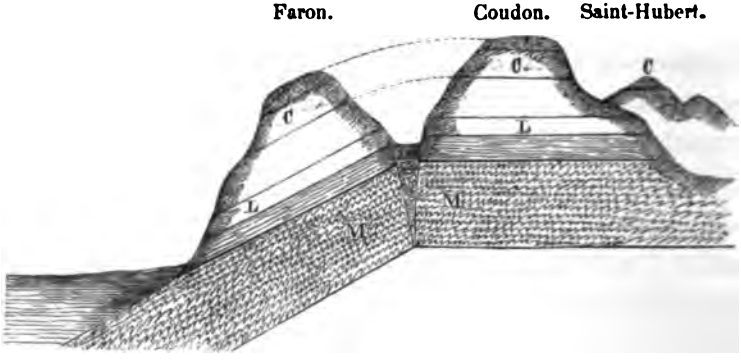


Fig. 96. — COUPE DU CAP FARON, VAR (Jaubert).

Les horizons les plus marqués sont : les dolomies de la Chapelle-Saint-Hubert (C), que leur texture grenue a fait quelquefois signaler comme des grès, et qui sont considérées comme appartenant à la formation oxfordienne ; des calcaires gris-clair compactes et puissants qui couronnent les escarpements d'Ollioules et seraient coralliens. Au-dessous des dolomies se trouvent les dépôts calcaires et argileux attribués au lias (L).

De Toulon à Carnoules, la superposition des étages jurassiques, qui auraient une puissance totale de 860 mètres, est indiquée par la coupe des montagnes de Faron et de Coudon, élevées de 704 mètres au-dessus du niveau de la mer. Cette coupe montre l'existence d'une faille par laquelle le Faron s'est détaché de la masse principale, en s'inclinant vers la mer et déterminant une profonde vallée de fracture qui le sépare de la montagne de Coudon ; le fond de cette vallée atteint en plusieurs points les marnes irisées sous-jacentes.

Les contrées crétacées.

Le terrain crétacé, qui a succédé au terrain jurassique, présente deux compositions distinctes, dont les différences sont bien plus

accusées que celles que nous venons de signaler dans les terrains jurassiques. Les roches crétacées du Nord, c'est-à-dire du grand bassin septentrional, bien que composées des mêmes éléments, calcaires, argileux, siliceux et arénacés, ont les caractères les plus disparates comparativement aux roches crétacées du Midi.

Dans le Nord ce sont les grès et sables verts, les glauconies surmontées de craies marneuses, craies tuffau, craies blanches avec ou sans silex, qui constituent des étages puissants dont les roches, peu agrégées et peu consistantes, affleurent en plaines, plateaux et collines arrondies. Dans la région méridionale, la formation néocomienne apparaît sous forme de roches arénacées couronnées par des calcaires durs et compactes; les calcaires crétacés ont le plus souvent des apparences jurassiques par suite de leur texture compacte, de leur structure brisée et de leur stratification bouleversée. Il résulte de ces caractères que la distinction et la classification des formations crétacées, très-faciles dans le nord de la France, sont souvent incertaines dans les régions situées au sud du plateau central.

Les falaises de la Manche, coupées dans l'épaisseur des terrains crétacés, présentent la succession de tous les étages qui les constituent. On retrouve ces étages relevés en stratifications imbriquées autour du bassin tertiaire de Paris, et les vallées de l'Yonne, de la Seine, de l'Aube, de la Marne, qui traversent les stratifications, ont mis à découvert des affleurements qui en facilitent l'examen. Enfin un certain nombre de puits de mines ainsi que de nombreux sondages fournissent, dans le Nord et le Pas-de-Calais, des coupes détaillées de toute leur épaisseur.

Il est donc facile de reconnaître sur ces divers points la succession des étages crétacés, d'autant plus qu'en dehors des horizons fournis par les fossiles, les roches y présentent des caractères qui ont l'avantage de ne faire jamais défaut.

Pour la formation crétacée inférieure, la nature *glauconieuse* d'une grande partie des sables libres ou légèrement agglutinés par la silice gélatineuse (*gaize*), des sables et cailloux roulés

(*tourtias*), de toutes les variétés de *grès verts* et de craies *chloritées*, détermine des horizons caractéristiques, lors même qu'il s'y trouve des bancs siliceux, marneux ou argileux dépourvus de grains chloriteux.

L'assise argileuse du *gault* est l'horizon le plus constant. Cette assise, superposée aux sables verts, arrête les eaux souterraines qui circulent dans les sables verts inférieurs et donne lieu aux puits artésiens de Paris.

Les roches argileuses du gault servent également de repère pour la recherche des petites couches qui renferment des nodules de phosphorites, et se trouvent tantôt vers la base, tantôt à la partie supérieure. Ces couches sont exploitées jusqu'à des profondeurs de 2 et 3 mètres, et leur position, aujourd'hui bien connue partout où affleure le gault, peut être suivie sur une grande partie des affleurements de la formation des grès verts, autour du bassin de Paris.

Les caractères glauconieux, si constants en Normandie et vers les Ardennes, c'est-à-dire aux deux extrémités du diamètre transversal, s'affaiblissent progressivement à mesure qu'on s'approche du fond du bassin, dans les vallées de la Marne, de l'Aube, de la Seine et de l'Yonne. Les sables et grès sont ferrugineux, les marnes sont ocreuses; mais l'ensemble des couches est nettement désigné comme crétacé par sa position au-dessus des calcaires jurassiques et au-dessous des grandes masses de craie.

Lorsqu'on a suivi les grandes falaises crayeuses qui forment la plus grande partie des côtes de la Manche et se poursuivent dans l'estuaire de la Seine, la mémoire de cette formation ne s'efface plus; la *craie glauconieuse*, la *craie marneuse*, la *craie tuffau* et surtout la *craie blanche* qui les couronne, homogène ou stratifiée avec des silex, présentent des masses que l'on distingue de tout autre terrain.

La nature de ces calcaires terreux et finement grenus, leur pureté attestée par une blancheur exceptionnelle, la multiplicité des strates, tout indique l'action lente de la sédimentation, accumulant ses produits sur des centaines de mètres de hauteur.

Pendant cette action persistante, lente et toujours la même, c'est-à-dire pendant une période géologique dont on n'ose évaluer la durée, quelques substances adventives altèrent à peine la pureté des calcaires. Un peu d'argile rend la craie marneuse; des pyrites de fer blanches s'isolent dans des plans de stratification en rognons radiés ou en plaquettes cristallines; un peu d'ocre colore quelques assises; vers la partie supérieure, la silice a été précipitée dans les eaux sédimentaires en rognons de silex noirs ou blonds, marquant les plans de stratification et souvent assez rapprochés pour se souder en des couches tuberculeuses dont les teintes noires font ressortir la blancheur de la craie.

Dans ces eaux sédimentaires, qui doivent représenter une mer intérieure et tranquille, ont vécu de nombreux mollusques, ammonites, bélemnites, huîtres deltoïdes, etc., avec une quantité prodigieuse d'infusoires dont les débris sont dans les craies les plus fines; de telle sorte que ces falaises, dont la vue semble monotone, représentent cependant par tous leurs détails une époque géologique de la plus grande importance. Les dépôts de l'époque actuelle ne doivent-ils pas avoir certaines analogies avec ceux de ce bassin crayeux? Ce sont des dépôts plus argileux; mais leur finesse, les infusoires dont on y trouve les carapaces siliceuses ou calcaires, leur tissu lâche, leurs stratifications tranquilles et probablement accusées par des concrétions noduleuses, doivent sous plus d'un rapport se rapprocher des dépôts crayeux.

Les affleurements de la craie se présentent dans l'intérieur du bassin, soit sous forme de plateaux plus ou moins ondulés, soit en collines et coteaux arrondis qui encaissent de larges vallées. Les profils indiquent des roches tendres, modelées par les érosions et les actions atmosphériques; on ne voit pas en effet, comme dans les formations jurassiques, se dessiner les escarpements de bancs durs et résistants; toute la masse est composée et modelée d'une manière uniforme.

Lorsque la craie est marneuse, les surfaces qu'elle constitue peuvent être favorables à la végétation et à la culture; lorsqu'elle

est blanche et pure, la trop grande simplicité de sa composition, la perméabilité résultant de la multitude des fissures qui la sillonnent, sont des obstacles difficiles à surmonter. La moindre écorchure faite sur les versants ou les plateaux de craie blanche met à nu cette roche à peine recouverte de quelques centimètres de terre végétale et des plus maigres gazons, et fait ressortir son incompatibilité avec les conditions nécessaires à la végétation et à la culture.

La *Champagne Pouilleuse* est l'expression la plus nette de cette incompatibilité. En maint endroit, elle montre cette craie indécomposable, absorbant l'humidité qu'elle refuse aux plantes, réfléchissant les rayons solaires au lieu d'en conserver la chaleur, laissant les pluies abondantes filtrer à travers son tissu et surtout à travers les réseaux de fissures qui la divisent. Les engrais, entraînés par les eaux, disparaissent dans ce sol, qui forme une sorte de crible, ou bien, s'ils ont été répandus en temps de sécheresse, s'évaporent dans l'atmosphère sans avoir pu produire aucune réaction utile.

De maigres récoltes et des bois rabougris attestent les efforts de l'agriculture qui lutte avec ces difficultés. La supériorité des craies marneuses, dont les surfaces sont généralement fertiles, met en évidence ce qui peut être fait pour les plateaux de la Champagne ; c'est en modifiant les sols crayeux par des amendements qu'on peut en corriger les défauts. Les sables marneux, les marnes argileuses, les limons alluviens sont des correctifs précieux ; mais il faut constituer ainsi une épaisseur suffisante de sol arable, et bien qu'une grande amélioration ait été déjà obtenue, il reste beaucoup à faire pour nos terrains crayeux. Les alluvions naturelles qui ont recouvert le fond des vallées et des dépressions ont heureusement créé des oasis dans ces contrées déshéritées.

Les *falaises de la Manche* présentent les escarpements les mieux disposés pour étudier le terrain crétacé du bassin septentrional, car il n'existe pour aucun autre terrain des coupes aussi hautes

Fig. 95. — VUE DES FALAISES CRÉTACÉES, DU TRÉPORT A YPORT ET ÉTRETAT (Passy).

Les falaises, coupées à pic, dominent le littoral d'une centaine de mètres; les plus élevées, près de Fécamp, de Dieppe et du Tréport, atteignent jusqu'à 150 mètres de hauteur au-dessus du niveau de la mer.

Ces murailles blanches ou jaunâtres sont formées par la craie; les lignes de stratification multipliées qui en divisent la masse montrent la succession des dépôts. Sur certains points, de la Hève à Étretat, à Fécamp et jusqu'au cap Blanc-Nez, on peut compter, depuis le grès vert et le gault, plus de deux cents couches distinctes, superposées par les actions sédimentaires, qui ont accumulé les étages successifs de la craie glauconieuse, de la craie marneuse et de la craie blanche.

Le rideau formé par les falaises n'est pas continu, des dépressions et quelquefois de brusques fractures en abaissent la ligne et déterminent des anfractuosités où sont établis tous les ports du littoral. Le Tréport, Dieppe, Saint-Valery, Fécamp, Yport, Étretat, etc., marquent les dépressions et anfractuosités principales.

et continues, aussi faciles à explorer que celles des falaises qui bordent la Manche depuis les roches jurassiques du Calvados et les collines du pays d'Auge jusqu'au cap Blanc-Nez, près Boulogne.

Les variations de la composition permettent de suivre, du Tréport au cap la Hève, les étages superposés de l'ensemble du terrain crétacé.

C'est d'abord la *craie blanche*, avec silex en petits bancs tuberculeux ou en rognons stratifiés; ces silex, taillés en petits cubes et mélangés dans les constructions avec la craie, leur donnent un aspect assez singulier. Sur les falaises, la craie blanche affleure avec une épaisseur de 100 à 150 mètres, et cette épaisseur ne se borne pas là, car, sur plusieurs points, de nouvelles assises se dégagent encore au-dessous.

La blancheur caractéristique de ces falaises, dont le dessin figure 97 ne peut donner qu'une bien faible idée, se retrouve de l'autre côté de la Manche, sur les côtes de l'Angleterre, désignés sous la dénomination d'*Albion*. L'identité des stratifications qui sont ainsi en retard des deux côtés de la Manche, conduit à penser qu'à une époque géologique antérieure elles étaient réunies, et qu'un affaissement accusé par les deux failles dont les parois se regardent a creusé le détroit dans la craie qui soudait autrefois l'Angleterre au continent. C'est un phénomène analogue à celui qui a coupé et précipité en profondeur la partie centrale du bassin houiller entre Montchanin et le Creusot (fig. 65), si ce n'est qu'ici le vide est resté béant et rempli par les eaux.

La *craie marneuse* se montre au pied des falaises d'Etretat, couronnées par la craie blanche. Ces falaises forment de chaque côté de la vallée deux petits caps violemment sapés par la mer. Les eaux, en attaquant et détruisant les parties les plus faibles, ont découpé les assises de la craie en arcades et aiguilles qui ont donné à cette localité une certaine réputation pittoresque (fig. 98); pour le géologue, ces découpures ont aussi de l'intérêt, car nulle part on ne voit mieux dessinées et dégagées les lignes de stratification qui séparent les bancs multiples de la craie.

D'Étretat la craie marneuse s'élève par une inclinaison à peine sensible vers le cap d'Antifer, à la base duquel on voit apparaître la *craie glauconieuse*, qui monte à son tour jusqu'à la partie supérieure du cap la Hève et s'avance ensuite dans l'estuaire de la Seine, où elle forme les escarpements pittoresques de la terrasse d'Orcher.

Fig. 98. — LES ARCADES ET AIGUILLES DE LA CRAIE A ÉTRETAT (Passy).

Les escarpements de la Hève et d'Orcher permettent d'étudier les variations minéralogiques de la craie glauconieuse, tendre ou dure, plus ou moins interstratifiée de silex, plus ou moins parsemée de grains glauconieux et passant graduellement à la glauconie sableuse qui repose sur les sables ferrugineux et sur les argiles du gault.

La craie, dont on voit les stratifications, d'apparence généralement horizontale, se profiler sur les falaises, a subi en effet des mouvements prononcés depuis son dépôt. Elle doit avoir été formée en stratifications à peu près horizontales, ainsi que le démontrent les coquilles fossiles qui en caractérisent les assises successives et qui n'auraient pu exister dans la même mer à des distances verticales de 100 mètres et au delà.

M. Hébert a suivi les falaises crétacées du Havre à Boulogne, en comparant les altitudes d'une même assise, et constaté par les observations suivantes les dénivellations qu'elle a subies.

A partir de Dives, près de l'ancien rivage de la mer crayeuse, les couches plongent au nord-est. La base de la craie glauconieuse, qui est à Trouville à plus de 100 mètres d'altitude, disparaît au-dessous du niveau de la mer un peu avant Étretat. Le plongement est d'environ 0m,008 par mètre; il continue ensuite plus faiblement jusqu'à Fécamp, où une faille relève subitement cette formation de 100 mètres.

Le plongement reprend au nord-est à partir de Fécamp; après la vallée de la Durdent, c'est la craie à silex zonés qui forme la base des falaises, position qui, d'après l'épaisseur des bancs, accuse un plongement de 116 mètres. La craie à silex zonés disparaît elle-même au delà de Saint-Valery-en-Caux, et la craie supérieure à micraster se développe en plongeant vers Saint-Aubin sur une épaisseur de 68 mètres. M. Hébert résume l'ensemble de ces mouvements par les chiffres suivants, qui expriment les épaisseurs des étages dont les affleurements se succèdent :

Craie supérieure à micraster (coranguinum).	68 mèt.
Craie à silex zonés.	25 à 30
Craie à micraster (cortestudinarium)..	45 à 47
Craie à holaster planus.	7 à 10
Craie à inoceramus labiatus.	55

C'est un ensemble de 200 à 210 mètres de craie marneuse et de craie blanche superposé à la craie glauconieuse, qui atteste une plongée de 215 mètres de Fécamp à Saint-Aubin. Au delà de cette dépression, la craie se relève à l'est jusqu'au soulèvement jurassique du Boulonnais.

Au delà du Boulonnais, la plongée recommence vers l'est, et le gault, qui affleure à Vissant, au-dessous du cap Blanc-Nez, est descendu à Calais à 300 mètres au-dessous du niveau de la mer.

La craie soulevée autour des terrains jurassiques du Boulonnais reparaît sur le littoral au nord du cap *Gris-Nez* et forme notamment les falaises blanches du cap *Blanc-Nez*.

On retrouve là toute la succession des couches crétacées, depuis les grès verts inférieurs jusqu'à la craie blanche supérieure; cette

étude sera facilitée par la coupe de M. Chelloneix (fig. 99), qui détaille la disposition des terrains depuis le diluvium de Sangatte (B) jusqu'aux dunes de Vissant, reposant sur les grès verts et sur les argiles du gault (A, A).

Cette coupe fait ressortir l'inclinaison des stratifications du terrain crétacé, dont les assises imbriquées se dégagent successivement les unes de dessous les autres, des lignes ponctuées indiquant leurs traces horizontales sur le sol.

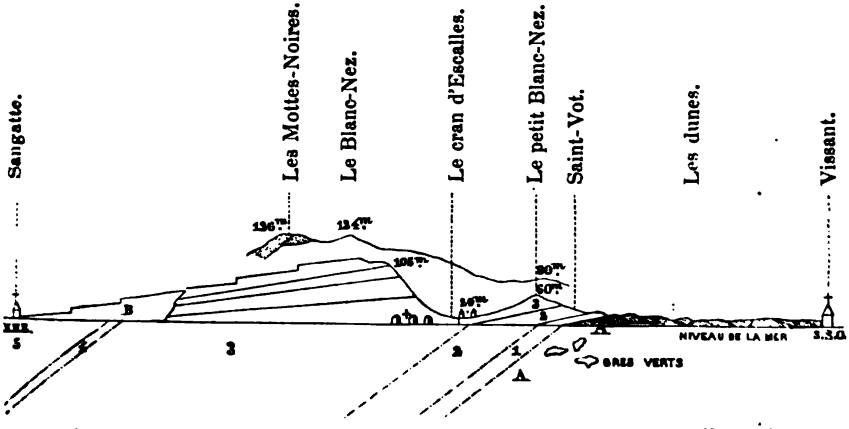


Fig. 99. — COUPE DU CAP BLANC-NEZ ET DES DUNES DE VISSANT (Chelloneix).

Le petit Blanc-Nez, élevé de 60 mètres, est composé de trois assises distinctes (1, 2, 3) de craie glauconieuse. Le grand Blanc-Nez, élevé de 105 mètres, présente au-dessus de la craie glauconieuse une série d'assises de craie marneuse (4), couronnées par la craie blanche, qui plus loin s'élève jusqu'à la cote de 134 mètres.

Ce qui donne à cette coupe un intérêt tout particulier, c'est qu'elle représente les monticules des Mottes-Noires, superposés à la craie et s'élevant à 136 mètres. Ces monticules sont formés de sables rougeâtres, avec blocs de grès disséminés, que M. Chelloneix a suivis et reconnus comme le prolongement des sables et grès pliocènes qui couvrent les plateaux crétacés du nord de la France et de la Belgique; de telle sorte que les mouvements qui ont fracturé les falaises crétacées de la Manche sont ainsi indiqués comme postérieurs au terrain pliocène. Cette

hypothèse sur l'âge très-récent de l'affaissement qui a ouvert la Manche concorde d'ailleurs avec d'autres observations géologiques, notamment avec le phénomène erratique qui a couvert les plaines du nord de l'Europe de sables et de blocs partis du massif scandinave.

La *craie sous Paris* a été l'objet d'études et de travaux au point de vue du forage des puits artésiens. C'est en effet dans les sables verts situés au-dessous du gault que les puits de Grenelle, de Passy et d'Ivry ont trouvé les eaux jaillissantes.

La position de Paris vers le centre du bassin crétacé, et par conséquent vers le fond de bateau des dépôts, ajoute à l'intérêt géologique que présentent les sondages. Nous prendrons pour exemple celui qui est exécuté à la Chapelle, sur le diamètre de 1^{m},20, par MM. Degousée et Lippmann, avec un outillage qui permet d'extraire des blocs de grandes dimensions et d'apprécier dans tous leurs détails les caractères des roches traversées. Ce forage est arrivé aujourd'hui un peu au-dessus du gault, à la profondeur de 677 mètres.

Le forage a été ouvert dans les dépôts tertiaires éocènes superposés aux dépôts crétacés. Ces dépôts ont eu sur ce point une épaisseur de 123 mètres, profondeur à laquelle on a pénétré dans les premières assises de la craie. Les couches se sont succédé dans l'ordre et avec les épaisseurs indiquées par le tableau suivant :

		Épaisseur des bancs.	Profondeur.
MARNES CRAYEUSES	Marne blanche	2,25	125,60
	Calcaire bleu	0,25	125,85
	Marne crayeuse avec quelques silex	10,95	136,80
CRAIE BLANCHE.	Craie blanche avec silex	301,16	437,96
	Craie grise dure sans silex noir	21,17	459,13
	Marne grise	0,03	459,16
	Craie blanche avec silex noir	25,00	484,16
	Craie blanche assez dure avec silex	2,72	486,88
	Marne gris-verdâtre	0,40	487,28
	Craie blanche assez dure avec silex blanc opaque et pyrites	17,20	504,48

		Épaisseur des bancs.	Profondeur.
CRAIE TUFFAU.	Craie marneuse grise sans silex, avec passages excessivement durs	8,54	513,02
	Craie marneuse plus grise sans silex, avec passages excessivement durs	16,14	529,16
	Craie marneuse grise excessivement dure	20,94	550,10
	Argile noire	0,20	550,30
	Craie marneuse grise excessivement dure	0,15	550,45
	Craie grise avec quelques veines d'argile	47,55	598,00
	Craie grise moins dure, plus blanche	15,48	613,48
GLAUCONIE	Craie chloritée grise avec pyrites	49,00	662,48
	Craie chloritée grise argileuse	14,52	677,00

A la profondeur de 677 mètres on dut interrompre le forage pour préparer la descente des tuyaux, les argiles du gault se trouvant très-rapprochées.

On peut présumer la suite de ce sondage d'après les couches traversées par le puits de Grenelle. Dans ce puits le banc de craie grise et chloritée a eu 94 mètres d'épaisseur au-dessus du gault dont les couches se sont succédé dans l'ordre suivant :

GAULT.	Argile sableuse, grise et brune, avec sables micacés	3,82
	Argile brune sableuse avec fossiles	10,06
	Argile brune compacte	1,87
	Sable vert argileux	1,24
	Argile sableuse avec gros grains de quartz, pyrites de fer et phosphorites	2,44
	Sable vert	1,29
	Gravier quartzeux et gros sable vert	

On sait par le puits de Passy que les alternances d'argiles et de sables quartzeux chlorités se soutiennent sur une épaisseur probablement considérable, de telle sorte qu'on peut conclure de ces forages : que l'on connaît le sous-sol parisien jusqu'à une profondeur de 700 mètres, et que sur cette épaisseur les dépôts crétacés ont beaucoup plus de 575 mètres jusqu'aux alternances d'argile et de sables verts indiquées ci-dessus comme représentant le gault ; il faut ajouter, en effet, aux épaisseurs connues celle de la formation des grès verts et des tourtias.

Le pays de Bray.

On voit sur la carte géologique, à l'est de Gournay, l'indication d'une surface jurassique qui se prolonge jusqu'à Forges. Cette surface forme une ellipse très-allongée d'environ 25 kilomètres de longueur sur une largeur maximum de 8 ; elle est enclavée par une zone elliptique de grès vert qui affleure au milieu de la craie supérieure. L'ellipse dessinée par les affleurements du grès vert est de forme semblable et concentrique à celle du terrain jurassique ; son grand axe est de 100 kilomètres, du sud-est de Beauvais à Neufchatel ; le petit axe est de 10 kilomètres.

Ainsi, au milieu de la vaste plaine couverte par la craie supérieure, apparaissent subitement le grès vert et le terrain jurassique sous-jacent. Ces terrains surgissent à travers une immense fissure en forme de boutonnière dont les couches fracturées et soulevées de la craie figurent les bords.

Les premières couches jurassiques qui affleurent sont des calcaires gris, marneux, passant à une lumachelle coquillère, alternant par petits bancs avec des marnes grises dans lesquelles abondent les gryphées virgules. Dans les plus bas-fonds de la vallée centrale, vers Hécourt, les thalwegs ont entamé d'autres calcaires marneux gris-bleuâtre, qui appartiennent également à l'étage oolithique supérieur.

Les sables des grès verts, dont les couches perméables affleurent au-dessus des marnes jurassiques imperméables, déversent les eaux dont ils sont pénétrés ; ces eaux abondantes sont les sources de nombreux cours d'eau, dont les principaux sont l'Arque, l'Andelle et l'Epte.

La composition variée des roches calcaires, marneuses et sablonneuses qui ont été ainsi mises à découvert dans le pays de Bray, le caractérise spécialement comme contrée agricole ; la multiplicité des vallons et l'abondance des eaux secondent cette nature variée des terrains, et les riches prairies qui s'y trouvent y ont heureusement développé l'élevage.

La structure du pays de Bray offre un intérêt tout particulier en ce qu'elle est comparable à celle de beaucoup d'autres contrées d'apparence plus complexe; cette structure est celle d'un véritable cratère de soulèvement.

Le terrain jurassique soulevé au jour par le bombement du sol, était à une altitude peu différente du niveau de la mer et probablement au-dessous, lorsque ce soulèvement s'est produit; les parties relevées atteignent des altitudes de 178 et 214 mètres. Ce faible bombement a suffi pour rompre les stratifications et les écarter à des distances considérables; mais il est évident que les dénudations de la période alluviale, facilitées par les fractures, ont beaucoup augmenté l'étendue des affleurements. Les auteurs de la carte géologique ont signalé l'influence de ces dénudations, qui ont eu pour effet de creuser des vallées longitudinales suivant les affleurements des couches les moins résistantes, tandis que les collines les plus saillantes sont formées par les roches les plus solides.

Depuis les premières études faites sur le pays de Bray, le chemin de fer d'Amiens à Rouen a été exécuté de manière à y ouvrir des tranchées qui ont permis de préciser tous les détails de la composition des terrains. M. de Lapparent a publié cette étude, dont les traits principaux sont résumés par la coupe ci-après (fig. 100), faite suivant le tracé du chemin de fer.

La crête des falaises du pays de Bray présente d'abord la craie blanche (1), souvent recouverte par des argiles à silex qui y pénètrent sous forme d'entonnoirs verticaux qu'elles ont remplis. Un de ces puits, ainsi rempli d'argile, descend à une profondeur de plus de 60 mètres.

La craie marneuse (2) apparaît au-dessous de la craie blanche, elle passe à une craie sableuse, à laquelle succèdent : la craie glauconieuse (3) avec ses fossiles caractéristiques et une gaize ou glauconie sableuse contenant 50 pour 100 de silice gélatineuse ; puis les argiles du gault, et les sables verts de la base. L'ensemble du grès vert (4) comprend près de 100 mètres de puissance. M. de

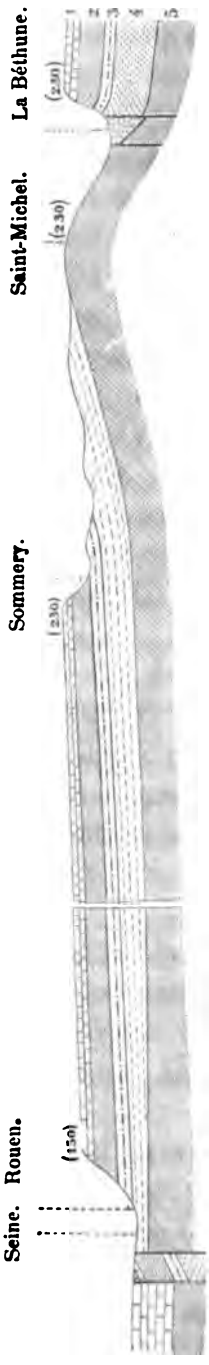


Fig. 100. — COUPE DE ROUEN AU PAYS DE BRAY (de Lapparent).

Lapparent signale, vers la base de cet ensemble, l'étage néocomien, représenté par des argiles roses marbrées, superposées à des sables ferrugineux, à des argiles grises ou noires alternant avec des sables, et à de véritables argiles réfractaires, gris clair ou violacées, reposant sur des grès ferrugineux.

De dessous l'étage néocomien se dégagent les couches jurassiques (5), dont la coupe indique la continuité souterraine. Ce sont d'abord des alternances de grès et d'argiles caractérisées par les trigonies, puis des argiles bleues alternant avec des bancs de calcaires marneux dits *pierres à ciments;* ce premier étage est identique au portlandien supérieur du bas Boulonnais. Au-dessous de la masse des argiles succèdent des alternances de calcaires marneux, de grès glauconieux et de sables quartzeux qui complètent l'étage oolithique supérieur.

La coupe figure 100 exprime le fait du soulèvement : régulier du côté de Rouen, mais plus fortement accusé et irrégulier du côté opposé.

Les deux relèvements du pays de Bray présentent ainsi une dissymétrie expliquée par l'intervention de deux failles.

Ces failles, indiquées sur la coupe, se poursuivent dans toute la longueur du pays de Bray ; on peut les suivre sur environ 40 kilomètres, depuis Neufchâtel en Bray jusqu'à Glatigny ; elles sont marquées par le thalweg de la Béthune, notamment vers les monts Bernard, où la formation oolithique supérieure est soulevée à l'altitude de 224 mètres.

La coupe transversale figure 101, à l'échelle de 1/20 000, résume avec plus de détails, cette disposition et la spécification des terrains ainsi accidentés; il résulte de cette coupe, que la faille sur laquelle coule la Béthune, à l'altitude de 120 mètres, a déterminé un rejet de plus de 100 mètres.

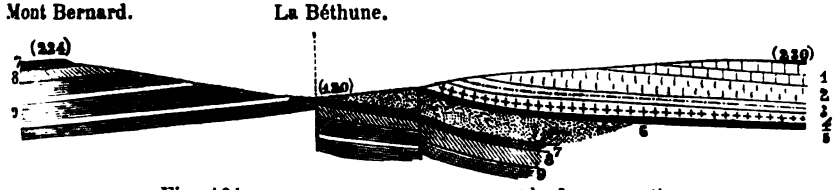


Fig. 101. — COUPE DU PAYS DE BRAY (de Lapparent).

Ainsi le plateau oriental du pays de Bray, dont l'altitude est 230 mètres, est formé par la craie blanche (1), de dessous laquelle on voit se dégager, en descendant le versant, les stratifications imbriquées et successives de la craie marneuse (2) et de la craie glauconieuse (3). Viennent ensuite : la gaize (4), le gault (5) et les sables verts (6), qui terminent la série crétacée.

Les sables ferrugineux portlandiens à trigonies (7) affleurent dans le thalweg de la Béthune et se retrouvent au delà de la faille, 124 mètres plus haut, sur le plateau des monts Bernard. Descendant de ce plateau dans la vallée de la Béthune, on trouve successivement des argiles et des grès calcaires (8), appartenant au portlandien inférieur; puis les argiles et les calcaires lumachelles à gryphées virgules (9).

Poursuivant plus loin ses observations, M. de Lapparent signale à l'ouest de Rouen, dans le thalweg de la Seine, des failles symétriques à celles de la Béthune. Ces failles ont soulevé, à l'altitude de 120 et 150 mètres (à Sainte-Catherine, rive droite, fig. 96), la craie blanche que l'on voit à la cote de 20 ou 40 mètres, sur la rive gauche, vers les bois de Rouvray. Par suite de ces deux soulèvements, le Bray d'une part, la Seine de l'autre, sont, dit M. de Lapparent, les deux faces d'un même voussoir de l'écorce terrestre, soulevé immédiatement avant le dépôt des sables de Beauchamp, suivant une direction nord (45 degrés) ouest, par un même phénomène géologique, avec une intensité égale sur les

deux faces. Il est d'ailleurs probable, ajoute-t-il, « que ce phénomène principal avait été précédé de mouvements antérieurs, mais moins accusés par les reliefs actuels. L'époque principale est indiquée par la disposition des sables de Beauchamp qui ont nivelé les inégalités produites dans le sol du Senlisois, du Clermontois, du Vexin et du Thelle, par un mouvement géologique qui avait affecté le calcaire grossier supérieur à cérites. Ce mouvement n'est autre que le soulèvement de la falaise crayeuse qui s'étend de Noailles à Précy-sur-Oise et se relie à la faille du pays de Bray de Noailles à Neufchâtel. »

Ces études sont d'autant plus intéressantes que le pays de Bray est le terrain le plus favorable pour placer des sondages ou des puits, afin de traverser toute l'épaisseur du terrain jurassique, le trias et le penéen, s'il y a lieu, et de résoudre le grand problème de la présence possible du terrain houiller vers le milieu du bassin secondaire.

Les terrains crétacés du Midi.

Le cercle des affleurements crétacés du bassin septentrional est dominé et encaissé par les zones jurassiques; de telle sorte que la séparation de la craie du Nord et de celle des bassins du Midi a dû être complète. Il est naturel de trouver dans des dépôts contemporains, mais isolés les uns des autres, des différences considérables sous le rapport minéralogique et même sous le rapport paléontologique.

Ces différences sont telles, que l'étude est complétement à refaire, lorsque, partant du bassin crétacé du Nord, on aborde les terrains crétacés des Alpes et de la Provence, et même ceux du bassin de la Garonne.

La première transformation qui a frappé les géologues, c'est celle des calcaires crayeux en calcaires compactes, de la craie *tendre* en craie *dure*. L'ensemble des calcaires crétacés des Alpes ou de la Provence présente un aspect jurassique; les calcaires y sont durs, compactes, à cassures conchoïdales et texture litho-

graphique, à tel point que la position stratigraphique et les fossiles peuvent seuls les différencier. Ces calcaires crétacés sont en outre fortement accidentés et concassés, de telle sorte que leurs versants ou reliefs pierreux ressemblent beaucoup à ceux des calcaires compactes jurassiques des régions montagneuses.

Une autre différence entre les bassins crétacés du Nord et ceux du Midi résulte de la composition des étages inférieurs et de leur grande puissance ; leur développement est tel, qu'on a cru y voir soit un terrain nouveau, soit au moins un appendice que l'on a désigné sous la dénomination de *terrain néocomien*. Il est évident que ce terrain très-développé, ne peut en réalité représenter que la période de la craie glauconieuse et des grès verts, mais l'expression *sédimentaire* est tellement différente, que la désignation *néocomienne* se trouve justifiée ; on ne saurait appeler *grès verts*, des sables ferrugineux, des calcaires compactes et des schistes qui ne rappellent même pas les grès verts par des analogies paléontologiques.

La différence complète qui existe entre les deux extrêmes, la craie des falaises de la Manche et celle des bords de la Méditerranée, semble s'être faite graduellement ; les terrains crétacés de la Savoie établissent le passage. Une des grandes satisfactions du géologue est de reconnaître ces analogies et d'établir ainsi le parallélisme entre les étages crayeux et glauconieux du Nord et les étages des calcaires compactes du Midi.

Sur les pentes extérieures du Jura et de la Savoie, on peut observer les premières transformations du terrain crétacé et les caractères spéciaux des étages néocomiens.

Les premiers dépôts régulièrement développés au-dessus des dépôts jurassiques sont des calcaires jaunâtres, quelquefois oolithiques, superposés à des bancs marneux et à des calcaires ferrugineux dits *limonites;* au-dessus se trouvent des marnes, puis des calcaires blancs et compactes, à cassure souvent conchoïdale et texture lithographique, nettement signalés comme crétacés non-seulement par leur position stratigraphique, mais

par des fossiles spéciaux ou communs avec la craie du Nord.

Ces terrains crétacés avaient été depuis longtemps signalés dans la Haute-Saône et dans la vallée du Doubs; ce sont des calcaires jaunes, de texture variée, qui renferment quelquefois des grains verts. On y voit souvent des grains de minerais de fer disséminés, d'autres fois des silex.

Lorsqu'on parcourt les régions frontières du Jura et surtout, la vallée du haut Rhône, qui de Seyssel à Bellegarde coupe les assises néocomiennes, on reconnaît la zone marquée comme formation crétacée inférieure sur la carte géologique; les calcaires néocomiens s'y prolongent vers Seyssel, où certaines couches imprégnées de bitume constituent l'asphalte, d'un usage aujourd'hui si répandu. Les environs de Chambéry sont également bien disposés pour l'étude de ce terrain, que l'on suit depuis les Echelles jusqu'au delà du site bien connu de la cascade de Coux; les coupes escarpées de la vallée le montrent superposé aux calcaires blancs coralliens.

Le terrain néocomien commence par des calcaires jaunâtres très-durs avec silex blonds ou noirs, auxquels se superposent des alternances de marnes et de calcaires jaunes, surmontés d'un grès calcarifère à points verts; viennent ensuite des calcaires *à caprotines*, en assises dures et massives, d'une apparence caractéristique.

Deux assises de calcaires compactes blancs à caprotines, séparées par un banc de calcaire jaunâtre grenu, forment le versant situé au-dessous de la dent corallienne du Chat, et encaissent la rive gauche du lac du Bourget. Sur la rive droite, à partir d'Aix, les mêmes calcaires à caprotines sont entaillés et percés par le chemin de fer. On peut les suivre encore dans la vallée du Fier, où on les voit redressés et ployés au-dessus des calcaires jurassiques; puis autour du lac d'Annecy, dont ils forment l'encaissement; puis enfin sur les contre-forts des Alpes, dont ils couronnent les premiers degrés.

Entre Chambéry et Grenoble, la dent Granier et les montagnes de la Chartreuse portent le terrain néocomien à des altitudes considérables. Au sud du Graisivaudan, la zone prend

encore plus de largeur et jusqu'à la latitude de Valence domine la rive gauche du Rhône par une bordure des plus accidentées.

M. Scipion Gras a suivi ces terrains dans le département de la Drôme et les a divisés en trois étages : 1° l'étage marneux ou néocomien inférieur, composé d'alternances marneuses et de calcaires compactes, avec des bancs de grès interstratifiés ; son épaisseur atteindrait, aux environs de Die, environ 1 000 mètres ; 2° l'étage du calcaire à caprotines, formé par des masses compactes et mal stratifiées de calcaires blancs ou jaunâtres contenant des rudistes ; 3° l'étage arénacé, qui représenterait à la fois le gault et la craie, et comprend des alternances de grès, des sables souvent verdâtres, des marnes et des calcaires avec silex interstratifiés; cet étage supérieur est surtout développé dans le bassin de Dieu-le-Fit.

Dans ce puissant développement des roches néocomiennes, il est bien difficile de reconnaître les équivalents des grès verts et de la craie, ce qui explique pourquoi les auteurs de la carte géologique ont compris l'ensemble dans les terrains crétacés inférieurs, bien qu'il soit probable que certains calcaires des étages supérieurs puissent être rapportés à l'époque de la craie.

Le gault est, dans toute cette étendue, un horizon très-recherché des géologues, parce qu'il permet de distinguer les étages correspondant à la craie supérieure, de ceux de la formation néocomienne. Parmi les caractères les plus constants et les plus utiles, il faut tenir compte de la présence caractéristique des phosphates de chaux.

Le gault est représenté, dans les terrains de la perte du Rhône, par des couches argilo-sableuses colorées en vert par la glauconie. Vers la base, on a constaté l'existence de trois bancs de grès assez friable, et de sables verts, de $0^m,40$ à $0^m,80$ de puissance, tous trois très-coquilliers; les fossiles, parmi lesquels dominent les ammonites, les oursins, etc., y forment des magmas très-riches en phosphate de chaux, ce phosphate étant concentré dans les fossiles eux-mêmes qui en renferment en moyenne 40 pour 100. On a évalué que, par mètre carré de surface, la réu-

nion de ces bancs contenait de 600 à 800 kilogrammes de fossiles, renfermant 300 à 400 kilogrammes de phosphate de chaux. Cette accumulation, d'ailleurs toute locale, résulte évidemment de conditions particulières du dépôt coquillier, mais la proportion du phosphate étant bien supérieure à la quantité normale que peuvent contenir les coquilles, on est obligé d'admettre que sur ce point les phosphates apportés par les sources minérales, au lieu de former des nodules concrétionnés, se sont portés sur les coquilles et en ont pénétré le test et l'intérieur.

La diversité des étages qui constituent la formation néocomienne, s'accuse par les propriétés agricoles et par les modifications que présentent les premiers versants des Alpes et du Jura. Il est vrai que les différences d'altitude auxquelles ces étages ont été placés par les soulèvements, sont aussi pour beaucoup dans ces modifications, et MM. Desor et Gressly, dans leurs études sur les régions du Jura neufchâtelois, ont fait ressortir dans les termes suivants, cette double influence de l'altitude et des variations minéralogiques sur les propriétés du sol.

« Ainsi la pierre calcaire jaune ocreux, du terrain néocomien qui, à Neufchâtel, mûrit les vins les plus généreux de la Suisse, produira au val Travers, au val de Ruz des blés ou des pommes de terre, à la Brevine de l'avoine et de l'orge ; mais partout et toujours, elle sera un sol relativement fertile. La fertilité est, dans ce cas, le fait du terrain ; le caractère spécial des cultures, au contraire, est le fait du climat. S'agit-il de terrains arides par leur nature, tels que le portlandien ou le calcaire valangien, leur stérilité se trahira dans toutes les régions. Ces terrains, dans quelque exposition et à quelque niveau qu'ils se rencontrent, ne donneront jamais lieu à de riches cultures, à moins d'être recouverts par des dépôts diluviens. Si les flancs de nos montagnes sont moins cultivés, si nos pâturages sont moins verts que ceux du Jura argovien ou bernois, cela tient avant tout au roc ou calcaire portlandien. De même, si à la Neuveville et à Bienne la zone fertile est moins large qu'à Neufchâtel, c'est parce que le néocomien y est à peine développé. »

Massif de la grande Chartreuse.

Parmi les contrées auxquelles le terrain néocomien imprime un caractère plus spécial, le massif de la grande Chartreuse est celui qui s'individualise le mieux, sous le double rapport de la forme et de la composition. C'est une petite contrée géologique située entre Chambéry et Grenoble, qui s'isole de tous côtés par les relèvements les plus abrupts, à tel point qu'il a fallu chercher quelques vallées accessibles pour tracer les routes qui y pénètrent. Si les eaux couvraient le pays environnant, ce serait une île à bords escarpés, à surface montueuse et accidentée.

Ce massif de 30 kilomètres de longueur borde la vallée de l'Isère, de Montmélian à Grenoble et à Voreppe; il est contourné par la route de Chapareillan à Chambéry, par celle de Chambéry aux échelles de Savoie; puis de Saint-Laurent du Pont à Voreppe, par les petites vallées qui suivent cette direction.

La direction dominante, nord-ouest sud-est, est accusée par une série de crêtes parallèles dont les sommités sont : le Granier (1 937 mètres), au-dessus de Chambéry, le grand Som (2 030 mètres), et toutes les cimes alignées de 1 500 à 2 000 mètres qui bordent le Graisivaudan.

Ce massif déverse la plus grande partie de ses eaux dans les deux vallées du Guiers-vif et du Guiers-mort, qui coulent dans deux profondes entailles transversales ; le reste se rendant directement dans l'Isère. On ne peut y pénétrer facilement que du côté de l'ouest, où les pentes sont plus accessibles. Du côté de l'Isère, les crêtes de l'Alpette, du Haut-Seuil et du mont Eynard opposent une barrière presque continue qui ne peut guère être franchie que par le col situé entre l'Alpette et le Granier ; au-delà le Granier présente ses escarpements calcaires les plus abrupts.

En remontant la vallée de l'Hyère on voit à sa gauche des escarpements analogues, dont le site de la cascade de Coux est une expression pittoresque; après le tunnel des Échelles, se trouve la vallée du Guiers-vif, à laquelle les chartreux ont préféré celle du Guiers-mort, pour l'établissement de la route.

La coupe des montagnes suivie par cette route a été tracée par M. Lory (fig. 102).

Partant de Saint-Laurent du Pont, qui se trouve sur les dépôts tertiaires supérieurs, les premières couches accidentées que l'on rencontre sont les mollasses miocènes (*m*), qui, là comme sur tout le périmètre des Alpes, sont redressées et soulevées par les calcaires néocomiens. Ces calcaires ferment l'entrée dite ***porte de Fourvoirie***, par une saillie (N^1) résultant d'un soulèvement en voûte qui plus loin porte à une assez grande hauteur les mollasses superposées.

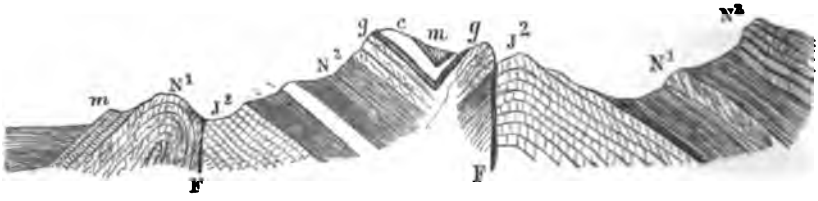


Fig. 102. — COUPE DE SAINT-LAURENT A LA GRANDE CHARTREUSE (Lory).

Après avoir traversé les calcaires néocomiens, la route rencontre les calcaires jurassiques (J^2) amenés à la surface par une grande faille qui, d'après les observations de M. Lory, part de Voreppe et traverse longitudinalement tout le massif. Une dépression ou *combe* indique le développement des marnes oxfordiennes auxquelles sont superposés, d'abord les couches marneuses de la formation néocomienne, puis les calcaires en escarpements fortement relevés.

Les escarpements néocomiens d'Arpizon soutiennent le gault (*g*), la craie (*c*) et la mollasse tertiaire (*m*), dont les couches sont ployées en forme de V; ils sont ensuite coupés par une seconde faille (F) qui ramène encore une fois à la surface les calcaires oxfordiens. Cette faille, dite *de la grande Chartreuse*, parallèle à la précédente, sillonne également tout le massif.

Les calcaires jurassiques contournés (J^2) conduisent à la grande Chartreuse, bâtie sur la couche marneuse qui sépare l'oxfordien du néocomien; au delà, toute la formation néocomienne (N^1 et N^2) se développe en amphithéâtre rapide dont les pentes les moins

fortes correspondent aux couches marneuses, tandis que les calcaires compactes affleurent en escarpements dénudés et abrupts, ou couronnent les crêtes par des assises à cassures verticales d'aspect ruiniforme.

Le site de la grande Chartreuse présente un caractère d'isolement qui justifie le choix de saint Bruno. Son altitude de 977 mètres impose au sol l'usage de pâtures ou de forêts ; deux chaînes parallèles élevées de 700 à 1 000 mètres au-dessus des thalwegs, isolent d'autant plus complétement ce site, que le fond de la vallée est fermé par une crête de partage qui sépare les eaux des deux Guiers ; la clôture est donc aussi parfaite que possible, il n'y a d'autre sortie que la vallée du Guiers-Mort, à l'issue de laquelle une porte était placée autrefois, contre l'escarpement de la voûte néocomienne (fig. 98).

La chaîne orientale du grand Som est la plus élevée ; son sommet présente la même disposition géologique que celle de l'Arpizon, les couches du gault et de la craie s'y trouvent sous forme d'un faisceau ployé et comprimé.

La dent Granier et l'Alpette, qui terminent si majestueusement le massif de la grande Chartreuse du côté de Chambéry et de Montmélian, ont encore une composition analogue. Le plateau du Granier est formé par les calcaires néocomiens supérieurs, calcaires compactes dont les escarpements découpés en pilastres par des fissures verticales, présentent les aspects les plus pittoresques. Du côté des Alpettes, ces calcaires néocomiens, dits *à chama*, soit *à caprotines*, sont recouverts par des marnes verdâtres avec hippurites, ammonites, turrilites, polypiers, etc. C'est le gault, surmonté de calcaires cretacés avec oursins et bélemnites.

En descendant le Granier on passe successivement sur les calcaires marneux néocomiens inférieurs, sur les calcaires jurassiques oxfordiens, ceux de la Porte-de-France, disent les géologues, qui cependant ne sont pas encore d'accord sur cette classification, et l'on sort du massif de la grande Chartreuse saturé de roches calcaires, de leurs divers aspects, des discussions paléontolo-

giques auxquelles ils ont donné lieu, ayant un désir irrésistible de voir d'autres roches, des roches cristallines, telles que celles du Briançonnais et du Pelvoux.

La Provence.

Le midi de la France commence à Valence. Lorsqu'on descend la vallée du Rhône on voit, à partir de ce point, se modifier le climat et la végétation; les calcaires décharnés de Crussol semblent un signal qui annonce à l'avance la nature des roches caractéristiques d'une contrée nouvelle.

Cette transformation est graduelle, et c'est seulement lorsqu'on a traversé le défilé de Donzère que la Provence se révèle.

C'est encore un pays calcaire ; on ne voit à l'horizon que des escarpements dénudés et pierreux, des cimes chauves dont les surfaces anguleuses et dénudées attestent l'aridité. Au pied de ces montagnes et de ces escarpements s'étendent des plaines unies, dont les terres rougeâtres plus ou moins mélangées de calcaires fragmentaires sont couvertes de cultures et d'oliviers et qui présentent un contraste heurté avec leur encaissement; on voit les eaux superficielles partout aménagées et l'on comprend que, sous la double influence d'une température élevée et de la nature meuble des terres, la fertilité des plaines peut, dans une certaine mesure, compenser l'aridité des montagnes.

Ces contrastes prennent un caractère grandiose autour du Ventoux, dans les paluns et les plaines d'Avignon. Les montagnes calcaires et rocailleuses semblent placées là pour faire ressortir la splendeur des coteaux et des plaines : ce sont les réservoirs des eaux, qui vont y exalter l'énergie de la végétation.

Cependant on regarde avec une certaine préoccupation le Léberon, les Alpines et les horizons montagneux qui se succèdent, on pressent que la grande vallée du Rhône est une région exceptionnelle ; bientôt, en effet, les Alpes annoncent leur voisinage par la Crau, vaste contrée inondée de ses cailloux quartzeux ; on doit la traverser pour entrer dans la vraie Provence, celle du littoral.

On y pénètre en abordant les montagnes calcaires qui entourent les plaines ondulées couvertes par les dépôts tertiaires; les populations ont pu s'établir dans les fonds et les vallées, et principalement sur les méplats plus ou moins étendus que présentent les côtes, entre les caps qui se succèdent.

Le terrain néocomien s'épanouit sur les deux côtés du Rhône en deux zones de montagnes divergentes, qui forment vers la mer un delta dont les saillies encaissent le delta des alluvions.

Sur la rive droite du Rhône, Dufrénoy a étudié le premier les calcaires crétacés appliqués sur le revers oriental des Cévennes. Ces calcaires encaissent la rive droite, depuis les Coyrons jusqu'à la mer; vers le Pont-Saint-Esprit et le Bourg-Saint-Andéol, on peut constater leur position stratigraphique au-dessus d'un système arénacé dont les caractères rappellent ceux des grès verts. Ce système arénacé comprend des grès solides ou sableux, alternant avec des grès calcaires et des bancs de calcaire compacte, qui contiennent les fossiles du grès vert; il est surmonté par des calcaires compactes ou cristallins, à cassure esquilleuse, en bancs multipliés, quelquefois grenus et oolithiques. On y trouve des hippurites, radiolites, etc., fossiles caractéristiques, mélangés de quelques fossiles du Nord, oursins, ammonites, pleurotomaires, huîtres, etc.

Cette découverte conduisait à examiner les calcaires bien plus développés qui, sur la rive gauche du Rhône, dominent les plaines de l'Avignonnais et de la Provence, et qui avaient été déjà signalés comme suprajurassiques ou jurassiques-crétacés, avant que le terme de *néocomien* eût prévalu.

Dans les montagnes de la Provence, l'étage moyen des calcaires blancs et jaunâtres, dits *à caprotines*, devient l'étage dominant. On les reconnaît de loin, formant des arêtes et des versants en grande partie dénudés et couverts de blocs et de fragments anguleux; ce sont eux qui donnent à la Provence un caractère aride et sec. Ces calcaires compactes vous suivent partout; on les voit en pierres d'appareil et en moellons; les routes en

sont empierrées ; elles couvrent tout le pays d'une poussière blanche, devenue caractéristique.

Le mont Ventoux (fig. 103) marque sur la rive gauche le sommet du delta crétacé. Sa surface conique, dont le sommet atteint 1 910 mètres, est entièrement composée de calcaires néocomiens.

Fig. 103. — LE MONT VENTOUX.

La structure de cette montagne est la reproduction, sur une grande échelle, d'un phénomène de soulèvement dont on trouve un grand nombre d'exemples dans les contre-forts montagneux qui encaissent le Rhône et ses affluents. Sur une longueur d'environ 20 kilomètres, une faille a brisé le terrain néocomien ; un côté de cette faille étant resté en place, le sol a été soulevé de l'autre côté, de telle sorte que les formations sous-jacentes présentent leurs tranches relevées. La surface du mont Ventoux, ainsi soulevée entre une fente et une charnière, présente deux versants bien différents : sur l'un, les tranches brisées forment des pentes abruptes et accidentées; l'autre, soulevé comme un volet autour d'une charnière, offre des pentes plus douces dans le même sens que les stratifications. Du côté de la fracture qui forme le versant septentrional les pentes moyennes sont de 20 degrés; sur le versant méridional, du côté de la charnière, elles sont de 10 degrés seulement, ainsi qu'il est indiqué par la coupe ci-après, fig. 104.

On voit, d'après cette coupe, que les calcaires néocomiens (N) ont été soulevés en formant une arête qui a écarté les couches

argileuses et arénacées du gault (G) et des grès superposés (T), disposés vers la base en bourrelets rompus et écartés.

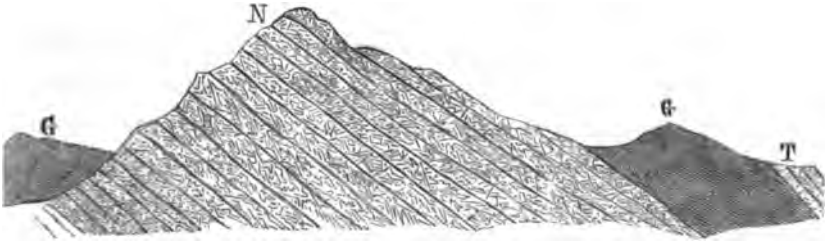


Fig. 104. — COUPE TRANSVERSALE DU MONT VENTOUX.

Le mont Ventoux, ainsi que le massif du Léberon, doit être considéré comme appartenant aux derniers contre-forts des Alpes. L'ampleur de leurs formes permet d'apprécier le développement dont les calcaires néocomiens sont susceptibles, et annonce en même temps les perturbations considérables que ces terrains, déjà rapprochés de l'époque actuelle, ont subies dans toute la Provence.

Sans avoir de directions bien précises, les chaînes de montagnes formées en Provence par les soulèvements des terrains néocomiens affectent une direction générale de l'ouest à l'est. Le mont Ventoux, le Léberon, la montagnette de Tarascon, la chaîne des Alpines, les chaînons qui encaissent les dépôts tertiaires d'Aix, de Fuveau et de Marseille, suivent cette direction générale est-ouest qui traverse le département du Var et se continue dans les montagnes de la Corniche jusque vers le col de Tende.

Le bassin de Marseille, depuis la Nerthe jusqu'à Montredon, est entouré par une ceinture de calcaires crétacés qui se prolongent jusque dans la mer par les îles Pomègue et Ratonneau.

La route qui conduit de Salon à Marseille traverse les crêtes calcaires les plus caractérisées; c'est une sorte de désert qui a été choisi pour les établissements que leur nature insalubre tient forcément à l'écart; on y a construit les fabriques de Septêmes. La route avait dû entailler les sommités calcaires, et les voyageurs, avant l'établissement des chemins de fer, pouvaient y

étudier en détail les calcaires de la Provence; les splendeurs de la *viste* effaçaient bientôt la triste impression des défilés et des combes fragmentaires de Septèmes.

Aujourd'hui on traverse cette enceinte montagneuse par un tunnel de près de 5000 mètres, et la coupe de ce tunnel est une expression intéressante des soulèvements et des désordres de stratification que représentent ces chaînons complexes.

Cette coupe a été tracée et étudiée par M. Matheron.

Le chemin de fer entre d'abord en déblai dans les argiles et les marnes tertiaires sur lesquelles il se trouvait au bord de l'étang de Berre, puis il pénètre en tunnel dans les argiles crétacées du gault. Il traverse ensuite les calcaires néocomiens fortement redressés. Une faille très-accusée le replace dans des marnes et des conglomérats tertiaires pendant 200 mètres, puis il entre dans les calcaires néocomiens inférieurs, dont les stratifications se renversent et deviennent verticales.

Le calcaire jurassique commence, avant la moitié du tunnel, par des calcaires blancs coralliens, auxquels succèdent des calcaires dolomitiques qui correspondent à la crête culminante de la surface, environ 200 mètres au-dessus. Par l'effet d'une faille, les calcaires du lias succèdent aux calcaires jurassiques. Viennent ensuite les marnes liasiques, puis des calcaires jurassiques brisés et ployés en forme de V, puis enfin les dolomies jurassiques entamées par le déblai de la tête sud du tunnel, dont les redressements en pitons boisés décorent l'entrée du côté de Marseille.

Ces dolomies jurassiques supportent des calcaires tertiaires lacustres et les argiles rouges exploitées sur nombre de points autour de Céons-Saint-Henri.

En sortant du tunnel, on pénètre en effet dans un petit bassin tertiaire, à l'extrémité duquel apparaît Marseille, dont les constructions s'étagent sur les pentes de Notre-Dame de la Garde. Partout on voit, à l'horizon, des crêtes calcaires escarpées qui dominent de 200 à 400 mètres la plaine tertiaire.

En 1864, la Société géologique, réunie à Marseille, a examiné

successivement les terrains du tunnel, des environs de Martigues et des environs de Cassis ; elle a constaté que les divers étages néocomiens et crayeux se succédaient dans l'ordre suivant, conformément à la coupe faite par M. Reynès (fig. 105), de

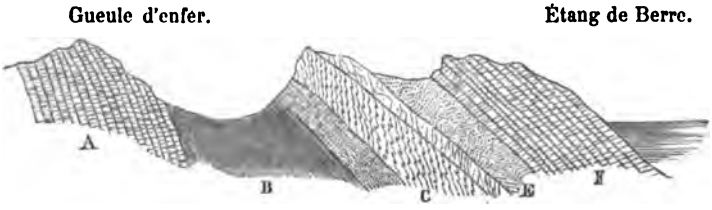


Fig. 105. — COUPE DE LA GUEULE D'ENFER (Reynès).

Martigues à l'étang de Berre, en traversant le vallon dit *Gueule d'enfer :*

A. Les calcaires néocomiens, dits *à chama*, qui ont plus de 150 mètres de puissance, durs, compactes ou subcristallins. Ces calcaires correspondent à l'étage urgonien des Alpes;

B. Un développement de marnes schisteuses de 30 à 40 mètres, dites *marnes aptiennes*, caractérisées par quelques bélemnites ; la partie supérieure de ces marnes contient sur certains points des fossiles qui marqueraient l'étage du gault ;

C. Des grès calcarifères avec *ostrea columba*, surmontés de calcaires compactes à caprines, avec *ostrea carinata ;* M. Reynès était disposé à considérer ces alternances comme l'équivalent de la craie de Rouen;

D. Des calcaires marneux à radiolites et sphérulites, en bancs de 2 à 4 mètres;

E. Des sables et grès jaunâtres connus dans le Midi sous la dénomination de *grès d'Uchaux*, assimilés, par M. d'Archiac, à la craie micacée de la Sarthe ;

F. Un grand développement de calcaires compactes, quelquefois un peu grenus et crayeux, contenant en grande abondance des rudistes, radiolites, sphérulites, hippurites, se terminant en quelques points par des bancs marneux, le tout représentant la craie supérieure.

Cette classification est confirmée par la coupe des terrains de Cassis à la montagne de Baou-Redon (fig. 106), que M. Hébert a classés dans les termes suivants :

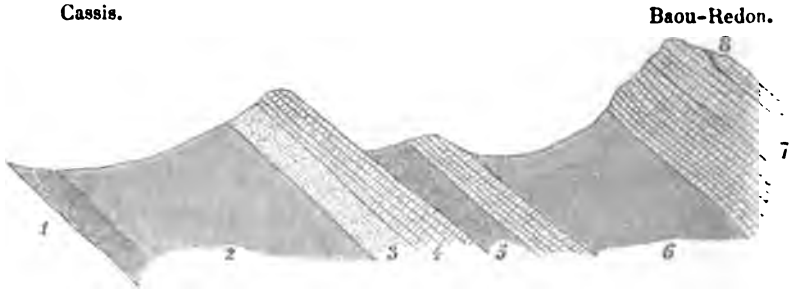


Fig. 106. — COUPE DE LA STATION DE CASSIS A BAOU-REDON (Hébert).

1° Calcaire à *chama ammonia ;*

2° Marnes aptiennes, divisées en étage inférieur, composé de calcaires bleuâtres siliceux, très-durs, et marnes cendrées ;

3° Grès durs, grisâtres ou jaunes, avec ammonites et autres fossiles caractéristiques de la craie de Rouen ;

4° Calcaires à caprines et sphérulites ;

5° Marnes jaunes sableuses, surmontées de calcaires marneux ;

6° Marnes grises et calcaires marneux dont les alternances ont une épaisseur de 200 mètres ;

7° et 8° Calcaires compactes à radiolites et hippurites, ou craie supérieure.

On voit que les terrains qui constituent la zone crétacée en Provence, présentent des caractères lithologiques et stratigraphiques assez constants. Les géologues, et notamment M. Coquand, en ont établi la série par la succession des radiolites ; ces fossiles leur sont propres, et sont parfois mélangés de quelques fossiles du gault et de la craie de Rouen qui établissent le synchronisme avec les terrains crétacés du Nord.

Lorsqu'on examine les surfaces des zones crétacées du Midi, on ne voit d'abord que les calcaires durs et compactes qui constituent les reliefs de détail aussi bien que les montagnes culminantes ; leur nature pierreuse et dénudée les rend encore plus

apparents. Les parties marneuses, ainsi que l'indiquent les coupes précédentes, forment à leur pied des combes adoucies, le plus souvent cachées par la végétation.

Les calcaires néocomiens à chama et les calcaires de la craie à hippurites sont les deux caractéristiques de ces terrains crétacés; les fossiles permettent de les distinguer malgré leurs analogies minéralogiques.

Terrains crétacés des bassins de la Garonne et de l'Aude.

Deux zones crétacées encaissent et dominent le bassin tertiaire de la Garonne ; la zone des Charentes, de Rochefort à Angoulême et Périgueux ; la zone des Pyrénées, de Saint-Jean de Luz à Bagnères-de-Bigorre, de Saint-Gaudens à Foix et jusqu'à la Méditerranée par les Corbières.

La zone des Charentes, bien que séparée de la craie de la Touraine par 100 kilomètres de relèvements jurassiques, conserve certaines analogies de roches, de subdivisions stratigraphiques et de fossiles, analogies qui ont en partie disparu sur les relèvements pyrénéens.

La zone des Charentes est ainsi un intermédiaire entre les terrains crétacés du Nord et ceux des Pyrénées ; l'étude qui en a été faite par M. d'Archiac permet de suivre tous les détails de sa composition ; elle y est divisée en quatre étages :

1er.	Calcaires jaunes supérieurs (premier niveau de rudistes).
2e.	Craie grise marneuse; Craie glauconieuse et micacée.
3e.	Calcaires blancs ou jaunes (deuxième niveau de rudistes); Calcaires marneux gris blanchâtres; Calcaires marneux jaunâtres avec ostracées et ammonites.
4e.	Calcaires à caprinelles (troisième niveau de rudistes); Sables et grès, verts ou ferrugineux; Calcaires et grès calcarifères avec rudistes, alvéolines et échinodermes; Argiles pyriteuses et lignites.

Ces quatre étages crétacés rappellent sous plusieurs rapports ceux de la Touraine. Les assises de calcaires marneux ou terreux, avec silex ou grains verts, y ont souvent conservé le facies crayeux. Les différences principales résultent des bancs de calcaires compactes, subcristallins qui alternent à divers niveaux, et représentent une craie dure et spathique qui n'existe pas dans le bassin du Nord ; elles résultent encore des fossiles rudistes ou ostracés qui annoncent déjà la faune spéciale aux terrains crétacés méridionaux.

Le gault n'étant pas représenté dans cette région, il est difficile d'établir des assimilations de détail, et M. d'Archiac n'admettait pas que l'étage inférieur pût être considéré comme néocomien. Cet étage sableux et argileux contient des lignites à l'île d'Aix ; il n'y a réellement d'étage analogue ni dans les terrains crétacés du Nord, ni dans ceux du Midi.

Le troisième étage est caractérisé par des alternances de calcaires marneux avec les calcaires blancs et durs en plaquettes, et surtout par des bancs massifs compactes ou subcristallins exploités comme pierres d'appareil, dans lesquels on trouve les sphérulites et hippurites ; c'est un étage qui correspondrait aux psammites et grès grossiers glauconieux superposés aux sables et grès verts dans la région de la Loire.

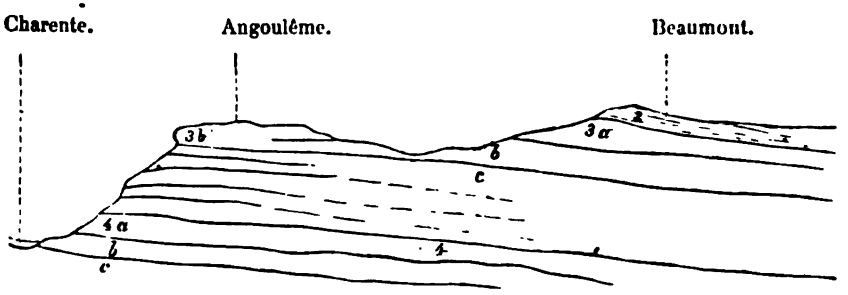


Fig. 107. — COUPE DU TERRAIN CRÉTACÉ D'ANGOULÊME A BEAUMONT (d'Archiac).

Cet étage est en général le plus développé et le plus apparent, il constitue les relèvements escarpés sur lesquels est bâtie la ville d'Angoulême, ainsi que l'indique la figure 107.

Légèrement inclinées à contre-pente des escarpements, les

alternances des trois étages inférieurs s'élèvent à près de 100 mètres au-dessus de la Charente. Ce sont, à partir de la base : des calcaires marneux à sphérulites (*a*, 4) superposés aux argiles et sables (*b*, *c*) du quatrième étage. Le troisième est composé d'alternances de calcaires gris, de calcaires jaunâtres marneux en rognons, de calcaires blancs en plaquettes (*c*, *b*, 3) surmontés de calcaires massifs compactes ou subcristallins (*a*), exploités par des carrières nombreuses.

A Beaumont ce troisième étage des calcaires compactes est recouvert par le deuxième, comprenant d'abord des calcaires jaunes à rudistes, puis des assises de craie grise que M. d'Archiac assimile à la craie micacée de la Loire.

Les calcaires jaunes à rudistes du premier étage qui au nord de Beaumont se superposent à la craie grise, seraient l'équivalent de la craie jaune de la Touraine, assimilation simplement présumée, car il n'y a aucune analogie entre les craies du Nord et ces calcaires à rudistes, avec leur prodigieuse accumulation d'huîtres, que l'on peut suivre sans interruption de l'embouchure de la Gironde jusqu'au centre du département de la Dordogne.

Le terrain crétacé reparaît de l'autre côté du bassin tertiaire, sur les premiers relèvements des Pyrénées. Ses premiers affleurements vers Biarritz, Dax, Salies, etc., sont dus à des soulèvements déterminés par des éruptions d'ophites qui ont profondément altéré toutes les roches.

Ces gîtes anormaux, dont les argiles rouges et bariolées, le gypse et le sel gemme ont détruit en quelque sorte les caractères crétacés, ne peuvent servir de base à aucune assimilation avec les terrains de la zone opposée. Mais lorsqu'ils n'ont pas été soumis aux influences immédiates des éruptions ophitiques, les terrains crétacés ont conservé un facies mieux caractérisé qui a permis d'en classer les diverses formations.

La classification suivante, proposée par M. Leymerie, peut être considérée comme établie, le terrain crétacé restant d'ailleurs, conformément aux vues de Dufrénoy, divisé en deux for-

mations : la formation néocomienne ou des grès verts et la craie proprement dite.

La formation néocomienne présente trois facies distincts :

1° Le calcaire à dicérates, ou à caprotines, très-puissant et disposé en crêtes parallèles suivant presque toute la longueur de la chaîne ; on y rapporte le calcaire à nérinées du pays de Foix ;

2° Les schistes argileux, terreux ou argilo-calcaires, déterminent un autre facies auquel on rapporte les dépôts schistoïdes noirs, à fossiles néocomiens, de Sainte-Suzanne, de Quillan, de Saint-Paul de Fenouillet; les schistes de la vallée d'Aspe, les calcaires noirs à serpules, nérinées, etc., de la Haute-Garonne, de l'Ariége et des Hautes-Pyrénées;

3° Le troisième facies est mixte et comprend les calcaires à caprotines et orbitolines du pays de Foix, de Sainte-Suzanne et de Vinport, avec rhynchonelles, térébratules, huîtres carinées et trigonies.

La formation néocomienne est superposée aux dolomies fétides et aux calcaires du lias.

La formation supérieure, celle de la craie, présente, d'après M. Leymerie, deux formes différentes, chacune occupant à peu près la moitié de la longueur de la chaîne, de chaque côté du plateau de Lannemezan.

Le facies occidental se manifeste par un puissant étage schistoïde qui souvent montre de nombreuses empreintes de *fucoïdes ;* dans la région orientale la craie se compose d'assises calcaires fossilifères, avec un étage supérieur dit *étage garumnien.*

Les étages de la craie proprement dite succèdent dès lors au néocomien, dans l'ordre suivant :

Étage inférieur. Calcaires à caprines et radiolites de Sare et d'Orthez ; couches à exogyres (colombes) des Corbières et de l'Ariége ; à radiolites aux bains de Rennes (Aude).

Étage moyen. Couches à spongiaires et rudistes siliceux de Saint-Martory, partie inférieure du système à fucoïdes des Pyrénées occidentales.

Assise à micraster des bassins de Rennes, calcaires à hippu-

rites et à polypiers de l'Ariége, de l'Aude, des hautes et basses-Pyrénées.

Étage supérieur. Calcaires noirs du cirque de Gavarnie, craies de Teruis et d'Orthez. Partie supérieure du système à fucoïdes;

Couches argileuses inférieures d'Ausseing, de Saint-Martory, de Gensac (micaschistes, huîtres vésiculaires, térébratules);

Grès à lignites de l'Ariége et de l'Aude (partie inférieure du groupe d'Alet);

Calcaire nankin à orbitolites, d'Ausseing, Saint-Marcel, Gensac, Mauléon.

L'étage *garumnien*, développé dans la partie orientale de la chaîne, présente deux facies distincts;

Le facies fluvio-marin, comprenant les calcaires jaunâtres à hippurites de Seglan; les argiles bigarrées, sables, grès et calcaires argileux avec fossiles marins et terrestres; des calcaires lithographiques à silex;

Le facies lacustre, qui existe dans l'Aude et comprend les calcaires de Montlieu; la partie supérieure du groupe d'Alet; des argiles rutilantes avec poudingues et calcaires compactes.

En plaçant à la partie supérieure du terrain crétacé le groupe

Fig. 108. — LE MONT ALARIC, EXTRÉMITÉ ORIENTALE (d'Archiac).

des terrains d'Alet dans les Corbières, terrains considérés comme tertiaires par M. d'Archiac, M. Leymerie débarrasse la région des Corbières d'une anomalie considérable. Ces terrains, d'une puissance de 700 à 800 mètres, ont en effet un facies crétacé

incontestable. Le mont Alaric, près Carcassonne, en est l'expression la plus remarquable (fig. 108).

C'est une montagne arrondie, résultant du soulèvement en voûte d'une puissante formation de calcaires compactes, avec deux crêts marneux isolés de la voûte par des vallées longitudinales. Ce soulèvement, de 20 kilomètres de longueur sur 6 de largeur, atteint des altitudes de 500 à 595 mètres; il constitue une véritable contrée géologique dont la surface composée de calcaires concassés est aride et presque déserte.

En dehors de cette question de classification, le mont Alaric, représenté figure 101 d'après un dessin de M. d'Archiac, présente un intérêt tout particulier en montrant un soulèvement crétacé, isolé, loin des roches soulevantes et en dehors des régions métamorphiques, soulèvement qui affecte à la fois les roches supracrétacées et les véritables terrains tertiaires.

A la base de la craie en stratifications blanches et courbées, se se trouve en effet un crêt marneux formé par l'étage garumnien supérieur, dont les couches ont été rompues et refoulées par le soulèvement en voûte.

Plus bas, sur les premiers plans, des poudingues et grès lacustres, alternant avec des marnes rouges bariolées (dont l'ensemble est tertiaire), suivent par les redressements de leurs stratifications le mouvement général du soulèvement.

Le mouvement des couches tertiaires, sur les flancs des massifs crétacés, se continue en avançant dans l'intérieur crétacé des Corbières; leurs alternances, dit M. d'Archiac, semblables à de larges ondulations et à d'immenses vagues, viennent du sud-ouest pour expirer contre les massifs secondaires ou de transition.

Aux environs du village de Rennes (fig. 109), ces terrains tertiaires, modelés en plateaux légèrement concaves, semblent représenter divers plans de lames, formées par les marnes rouges dont les altitudes atteignent 400 et jusqu'à 582 mètres; ces lames ondulées vont se heurter contre les escarpements abrupts

et les contours anguleux des terrains néocomiens qui ferment l'horizon et dont le Bugarach est la cime culminante.

Fig. 109. — LES TERRAINS TERTIAIRES DES ENVIRONS DE RENNES SOULEVÉS VERS LA BASE DU BUGARACH (d'Archiac).

L'ensemble des terrains crétacés des Pyrénées et des Corbières, tels qu'ils sont définis par la carte géologique et par les descriptions de Dufrénoy, d'Archiac, Leymerie, Hébert, Nouguès, etc., atteint des puissances qui se comptent par milliers de mètres. Leurs stratifications redressées, coupées par les vallées transversales, permettent d'examiner la composition éminemment calcaire de ces grandes puissances, dans tous ses détails et avec toutes les anomalies qui résultent des perturbations les plus violentes. L'intérêt principal est de trouver, dans ces roches d'aspect sombre et problématique, des fossiles nombreux qui ont permis d'abord de les distinguer des terrains jurassiques auxquels on les avait d'abord attribués, puis de les classer ainsi qu'il a été précédemment indiqué.

Les terrains supracrétacés des Pyrénées, infratertiaires des Corbières, sont une introduction aux dépôts de la période tertiaire. La ligne de séparation entre les dépôts de ces deux grandes périodes géologiques présente ainsi par leur interposition de grandes incertitudes, toutes les fois que ces dépôts sont concordants; lorsque l'ensemble des deux terrains a subi des bouleversements, la distinction ne peut être établie que par l'étude la plus minutieuse.

Cette liaison géognostique, constatée sur toute la longueur du versant des Pyrénées entre la formation crétacée supérieure et les premiers dépôts tertiaires, est d'ailleurs un fait d'autant plus intéressant qu'il est exceptionnel ; elle démontre que dans cette région l'action sédimentaire n'a pas été interrompue par les grands cataclysmes, que l'on est toujours trop disposé à généraliser. Les dépôts supracrétacés ont atteint leur terme, les dépôts infratertiaires ont commencé à se produire sans que la ligne de séparation ait été plus accusée qu'entre deux étages d'un même terrain. La région du versant nord des Pyrénées n'a donc pas subi l'influence des mouvements qui ont marqué une des principales révolutions du globe.

CHAPITRE VI

CONTRÉES TERTIAIRES ET ALLUVIENNES

Les formations tertiaires et alluviennes indiquent par leur tracé sur la carte géologique une marche progressive vers les formes géographiques et les reliefs actuels des continents émergés au-dessus des mers. Comme par le passé, ces formations sédimentaires sont composées d'éléments calcaires, siliceux, argileux ou arénacés; en général, elles sont moins puissantes que les formations secondaires, plus variées par des alternances nombreuses et, dans leur ensemble, composées de roches moins dures et moins compactes.

Les dépôts tertiaires sont aussi plus rapprochés des positions dans lesquelles ils ont été formés; leurs surfaces sont moins accidentées et constituent en général des contrées de plateaux et de plaines, plutôt que des contrées de montagnes.

Les fossiles, plus abondants et plus variés que dans les dépôts antérieurs, fournissent des moyens de classification plus faciles et plus sûrs; d'autre part, la stratigraphie superficielle de ces terrains et leurs dispositions plus horizontales les rendent plus aptes à constituer des contrées géologiques spéciales, les surfaces étant formées sur des étendues considérables par des roches à peu près identiques.

La période tertiaire représente une proportion importante de la succession des temps géologiques, il est donc naturel de trouver de grandes différences entre les premiers dépôts tertiaires et les derniers dépôts alluviens des vallées actuelles.

Pour apprécier et classer les dépôts très-divers qui ont marqué cette longue période, il faut étudier les terrains les moins déran-

gés et les moins accidentés. Le bassin de Paris par exemple, sur toute son étendue, a été couvert de dépôts tellement multiples et variés, que chaque siècle de cette période géologique y semble représenté par des stratifications caractéristiques.

De tous les bassins tertiaires, le bassin de Paris est celui qui contient la série la plus complète et la plus diverse des étages qui se sont succédé pendant la période inférieure, *éocène*, et pendant la période moyenne, *miocène*.

La troisième période, *pliocène*, est principalement représentée soit au pied des Alpes, dans le bassin de la Bresse et de la Dombes, soit au pied des Pyrénées, dans les bassins de l'Adour et de la Garonne. Dans le bassin de la Seine, les dépôts pliocènes n'existent que sous la forme d'un diluvium arénacé, qui a couvert les plateaux de la vallée de la Seine à la frontière belge, diluvium peu épais que les derniers courants alluviens ont fait en grande partie disparaître, en creusant de larges vallées dans les formations tertiaires ou même dans le terrain crétacé.

Si l'importance des terrains se mesurait d'après leur puissance, les terrains tertiaires et alluviens en auraient bien peu comparativement à ceux des périodes précédentes; mais, d'après les surfaces couvertes, ils sont en proportion égale. Or les terrains superficiels sont ceux qui intéressent spécialement les populations au point de vue géologique comme au point de vue agricole et industriel.

Les terrains tertiaires et alluviens ont été d'autant plus étudiés au point de vue géologique, qu'ils contiennent les débris fossiles d'une faune plus développée qui se rapproche progressivement de celle de nos jours. On y a constaté d'abord le développement des pachydermes, puis celui des carnassiers, puis enfin les premières traces de l'apparition de l'homme au milieu d'espèces de pachydermes et de carnassiers, en partie disparues, auxquelles il disputait la possession des surfaces continentales. Beaucoup de géologues se sont passionnés pour cette étude des temps géologiques les plus rapprochés de nous, cherchant l'histoire de ces premiers temps dans les cavernes, dans les alluvions, au

fond des lacs, dans les contrées les mieux constituées pour faciliter l'alimentation.

Depuis les travaux de Cuvier et Brongniart sur le bassin tertiaire parisien, un grand nombre d'observations et de travaux graphiques ont complété l'œuvre de la description; ces travaux ont été résumés d'une manière heureuse par de nouvelles cartes géologiques dont la plus usuelle est aujourd'hui celle de M. E. Colomb. Plus récemment, M. Belgrand y a ajouté les détails les plus intéressants au point de vue des dépôts alluviens superficiels de l'époque glaciaire et de l'apparition de l'homme.

Bassin tertiaire de Paris.

Les cartes géologiques nous indiquent le bassin de Paris comme ayant été comblé par deux formations tertiaires :

La formation inférieure, éocène, marquée au nord-est sur presque toute l'étendue du bassin hydrographique, est limitée par les affleurements crétacés de Montereau à Vernon;

La formation moyenne ou miocène, dont l'étendue considérable vers le sud-ouest dépasse de beaucoup les zones crétacées et même la vallée de la Loire, a recouvert l'encaissement crétacé du bassin jusque près des relèvements jurassiques appuyés sur les massifs de la Bretagne et du plateau central.

Les surfaces tertiaires du bassin de Paris ont la forme d'un plateau ondulé, dont l'altitude moyenne est d'environ 120 mètres, les altitudes maxima étant de 240 à 250 mètres, dans la forêt de Villers-Cotterets jusque vers Reims. Ces relèvements tertiaires suivent la crête de partage qui sépare le bassin de la Marne des bassins de l'Oise et de l'Aisne.

Le plateau s'abaisse entre la Seine et la Loire, la ligne de partage qui sépare ces deux fleuves n'ayant que 150 mètres d'altitude moyenne; de telle sorte, dit M. d'Archiac, qu'un plan tangent, partant de la crête de partage et touchant les sommi-

tés de la vallée de la Seine, ainsi que celles de la crête de partage qui la sépare de la Loire, irait aboutir au pied des collines du Sancerrois.

Dans le bassin de Paris, les périodes crétacées et tertiaires ont été séparées par des perturbations considérables. Nous en trouvons la preuve dans la transformation complète des dépôts sédimentaires. Ainsi aux derniers calcaires terreux ou pisolitiques de la craie supérieure, ont d'abord succédé les dépôts arénacés, sablonneux ou argileux de l'étage éocène inférieur, puis des calcaires grossiers, compactes ou siliceux, des gypses, des marnes, des calcaires et des meulières, roches toutes différentes des roches crétacées. Nous trouvons également la démonstration de ces mouvements de l'écorce terrestre dans les érosions profondes que les premiers courants d'eaux tertiaires ont exercées sur les surfaces crétacées ; en beaucoup de points, les derniers dépôts crayeux ont été complétement dénudés et entraînés par les courants.

Le point de départ d'une étude du bassin tertiaire de Paris est toujours la description de Cuvier et de Brongniart ; les géologues qui leur ont succédé ont ajouté à ce travail classique des détails qui ont été résumés dans l'histoire des progrès de la géologie. En rendant hommage à ces illustres observateurs, nous pouvons cependant présenter de préférence, comme guide des excursions géologiques dans le bassin tertiaire de Paris, la classification résumée par M. d'Archiac, qui en fait mieux ressortir la composition et la stratigraphie.

Le premier coup d'œil de l'observateur qui parcourt les environs de Paris, signale la variété des roches mises à découvert sur une multitude d'escarpements que présentent les versants des collines et des plateaux. Depuis les plateaux supérieurs jusqu'au pied des versants baignés par les alluvions, on peut facilement explorer des épaisseurs de 60 à 80 mètres, ces épaisseurs montrant ainsi les stratifications horizontales des roches les plus diverses. Cette stratigraphie, qui peut être parcourue depuis l'encaissement crétacé jusqu'au centre, a conduit à reconnaître

une succession d'étages alternativement déposés dans des eaux douces ou dans des eaux marines dont la classification géologique a été résumée, comme suit, par M. d'Archiac :

FORMATION SUPÉRIEURE : MIOCÈNE.	Faluns.	Crag du Cotentin, faluns de la Bretagne. Faluns du bassin de la Loire. Sables de la Sologne, etc.
	Calcaire lacustre supérieur.	Calcaire à hélices. Argile et meulières, calcaire et marnes lacustres.
	Sables et grès supérieurs.	Grès de Fontainebleau. Sables et bancs coquilliers. Marnes marines.
FORMATION INFÉRIEURE : ÉOCÈNE.	Calcaire siliceux et calcaire lacustre moyens.	Argile et meulière de la Brie (la Ferté-sous-Jouarre). Marnes et calcaires marneux avec silice disséminée en rognons. Marnes vertes dites *marnes de gypse.* Gypse et marnes gypseuses. Marnes et calcaires de Saint-Ouen.
	Grès et sables moyens de Beauchamp.	Calcaires marins. Grès et sables.
	Calcaire grossier.	Marnes, caillasses et rochettes. Calcaire grossier supérieur. Calcaire grossier moyen. Calcaire glauconieux.
	Argile plastique, grès et sables inférieurs.	Glaises et sables glauconieux. Lits coquilliers, sables. Grès, poudingues et sables. Glaises sableuses, marnes lacustres. Lignites. Argiles plastiques. Glauconie inférieure, calcaire lacustre inférieur, poudingues et argiles.

Les surfaces crétacées couvertes par les dépôts tertiaires présentaient des inégalités assez prononcées pour que certaines parties n'aient pu être recouvertes par les dépôts tertiaires. C'est ce qui est arrivé au bas Meudon, où la craie affleure,

à peine couverte d'une faible épaisseur d'argile plastique. La craie blanche supérieure est là, en couches horizontales nettement accusées par la stratification des rognons et bancs siliceux, par conséquent sans aucun indice de soulèvement.

Les sables inférieurs, les sables avec pyrites et lignites du Soissonnais, les argiles plastiques, ont nivelé les premières inégalités du sol ; les ondulations de la surface qui en isolent les diverses parties proviennent évidemment de ces inégalités, tellement prononcées, que lorsqu'on exécute un forage à travers toute l'épaisseur des terrains tertiaires, on ne sait jamais si l'on rencontrera des dépôts minces ou puissants, si ces dépôts seront argileux ou sablonneux.

La dénomination d'*argile plastique* donnée à cet étage inférieur. est défectueuse, en ce sens que les sables y sont beaucoup plus développés en étendue et en puissance ; mais cette préférence s'explique, parce que les argiles sont les roches les plus utiles et les plus remarquées. Partout où elles affleurent, partout où elles sont accessibles par des puits peu coûteux, on les exploite pour la fabrication des briques, et lorsqu'elles sont blanches et pures, comme à Creil et à Montereau, elles sont devenues la base d'industries céramiques les plus appréciées.

Mais ces gîtes d'argiles sont exceptionnels, et la nature arénacée des dépôts s'accuse toutes les fois que l'étage prend une grande puissance ; la ligne des collines qui terminent et dominent le bassin tertiaire à l'est, depuis Verzenay jusqu'à Fismes-sur-Vesle, que l'on appelle *les montagnes de Reims*, en exprime très-nettement le caractère arénacé.

L'étage tertiaire inférieur est superposé à la craie qui affleure dans la vallée de la Vesle à la cote de 60; il s'élève jusqu'à celle de 180 où commencent les calcaires grossiers ; c'est donc une puissance totale de 120 mètres. M. de Melleville a décrit cette localité dont les principaux caractères sont résumés par la coupe ci-jointe, fig. 108.

D'après cette coupe, qui se reproduit sur l'autre rive de la Vesle, le premier dépôt qui a comblé les ondulations de la craie

consiste en argiles à lignites que M. de Melleville assimile aux argiles de Vaux, près de Laon. Ce sont les argiles du Soissonnais. Ces argiles deviennent progressivement sableuses et bariolées; elles passent à des sables et grès, jaunâtres ou blancs, connus sous le nom de *sables de Rilly*.

Au-dessus des sables se trouvent des marnes lacustres solides, dont les stratifications sont saillantes en bourrelets; puis un système de sables supérieurs dits *sables de Châlons*, surmonté de bancs argileux ou argilo-sableux qui se trouvent au-dessous du calcaire grossier. L'ensemble de l'étage, depuis la craie jusqu'au calcaire grossier, atteint une épaisseur de 120 mètres.

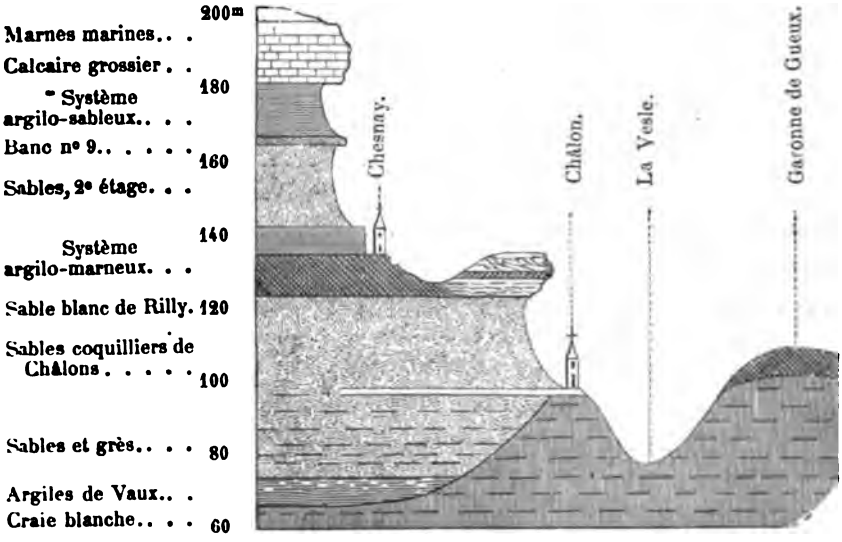


Fig. 110. — COUPE DE L'ÉTAGE DE L'ARGILE PLASTIQUE DANS LA VALLÉE DE LA VESLE (Melleville).

La coupe figure 110 indique à la fois la succession et la proportion des assises qui sur ce point représentent l'étage de l'argile plastique.

Les divers étages du *calcaire grossier*, les sables et calcaires glauconieux d'abord, puis les calcaires grossiers ou compactes, puis les marnes caillasses et cliquarts, constituent un ensemble qui conserve ses caractères lithologiques, d'une manière

remarquable dans la vallée de la Seine, partout où cette formation est à découvert. Les couches solides, *roches* ou *lambourdes*, dans lesquelles on a creusé une multitude de carrières pour les constructions de Paris, forment des saillies et des escarpements qui le mettent en évidence. Les carrières ont permis d'étudier l'étage du calcaire grossier dans le plus grand détail ; on en connaît en quelque sorte tous les feuillets.

M. Michelot résume ainsi qu'il suit la classification et les épaisseurs du calcaire grossier, d'après la comparaison de plus de deux cents coupes relevées dans le bassin de Paris :

Caillasses des calcaires grossiers.	Caillasses sans coquilles	0m,60 à 6m,00
	Caillasses coquillières, rochettes	0 ,50 à 2 ,00
Calcaire grossier supérieur à cérites.	Roche de Paris	0 ,25 à 1 ,00
	Bancs francs	1 ,00 à 5 ,00
	Cliquarts, roches du haut de l'Aisne.	0 ,60 à 4 ,00
	Bancs verts, etc	1 ,00 à 6 ,00
	Saint-Nom, roches du bas de l'Aisne.	0 ,50 à 1 ,00
Calcaire grossier moyen à milliolites.	Banc royal	0 ,50 à 2 ,50
	Vergelé, lambourdes	1 ,00 à 10 ,00
Calcaire grossier inférieur à nummulites.	Bancs à verrains (cerithium giganteum)	0 ,60 à 6 ,00
	Saint-Leu, roche des Forgets	2 ,00 à 10 ,00
	Bancs à nummulites	1 ,00 à 12 ,00

Ce qui conduit à des épaisseurs variables de 7m,50 à 64m,50.

Les *sables et grès de Beauchamp*, superposés aux calcaires grossiers sur des étendues considérables, représentent avec les calcaires grossiers une formation marine qui a succédé aux dépôts lacustres de l'argile plastique.

On a souvent considéré les sables et grès de Beauchamp, comme en partie parallèles au calcaire grossier, leur développement paraissant en raison inverse de celui des calcaires solides qui caractérisent cette formation. En réalité, les calcaires grossiers restent très-apparents, partout où ils sont développés, parce qu'en vertu de leur solidité ils ont résisté aux érosions; tandis que les sables de Beauchamp, composés d'alternances

sablonneuses et argileuses avec très-peu de bancs de grès, ont été emportés par les courants alluviens sur une grande partie de leur étendue.

Le sous-sol de Paris, qui comprend à la fois les sables et grès de Beauchamp et le calcaire grossier sous-jacent, présente pourtant ce dernier étage très-amoindri ; on peut en juger par la coupe ci-après du puits de la Chapelle.

Ce puits a traversé d'abord 20 mètres de marnes et calcaires lacustres de Saint-Ouen; 27 mètres de sables et grès de Beauchamp; 21 mètres de marnes sableuses, calcaires argileux et glauconieux représentant l'étage du calcaire grossier; 36 mètres d'argiles ligniteuses, sables, grès et argile diversement colorés, représentant l'étage de l'argile plastique. Ensemble, 123 mètres de terrains tertiaires superposés à la craie.

La coupe détaillée des alternances recoupées par ce puits met en évidence la succession de ces trois étages et la grande variété des roches traversées.

COUPE DU FORAGE DE LA CHAPELLE.

CALCAIRE St-OUEN.	Marne calcaire	7,10	7,10
	Sable jaune dur	1,00	8,10
	Calcaire de Saint-Ouen	11,97	20,07
SABLES ET GRÈS DE BEAUCHAMP.	Grès de Beauchamp	1,25	21,32
	Marne sableuse jaune	2,70	24,02
	Marne argileuse verdâtre	0,50	24,52
	Marne très-sableuse	0,85	25,37
	Grès de Beauchamp	5,37	30,74
	Alternances de calcaire et de marne	3,76	34,50
	Calcaire marneux et plaquet	2,65	37,15
	Argile noirâtre	0,12	37,27
	Marne blanche avec plaquettes de grès calcaire	2,27	39,54
	Sable	1,60	41,14
	Calcaire dur	0,19	41,32
	Argile feuilletée	1,15	42,47
	Alternances de marne et grès calcaire	1,73	44,20
	Sable et calcaire jaunâtre	2,67	46,87
	Argile noirâtre	0,43	47,30

CALCAIRE GROSSIER.	Marne sableuse	1,11	48,41
	Marne argilo-sableuse avec plaquettes de calcaire grossier	4,59	53,00
	Alternances d'argiles grises marneuses et de calcaire gris coquillier	3,27	56,27
	Sable argileux	1,67	57,94
	Calcaire grossier	0,62	58,56
	Sable argileux	0,35	58,91
CALCAIRE GLAUCONIEUX.	Argile et calcaire glauconieux	6,71	65,62
	Argile noirâtre	2,01	67,63
	Calcaire glauconieux	0,27	67,90
SABLES ET ARGILES A LIGNITES	Sable argileux noirâtre	6,20	74,10
	Argile noirâtre	1,40	75,50
	Sable argileux noirâtre	9,90	85,40
	Argile ligniteuse	0,43	85,83
	Sable gris	6,95	92,78
ARGILE PLASTIQUE.	Argile compacte	0,82	93,60
	Lignites	0,12	93,72
	Argile noire et grise compacte	3,20	96,92
	Sable quartzeux	4,33	101,25
	Argile plastique noire	8,65	109,90
	Argile plastique verdâtre	3,30	113,20
	Argile plastique jaune	0,80	114,00
	Argile plastique rouge	8,20	122,20
	Argile grise marneuse	1,15	123,35

Autour de Paris, à Saint-Ouen, la Villette et dans la plaine qui s'étend vers le nord, le calcaire grossier est surmonté par des alternances de calcaires et marnes d'eau douce, dites *calcaires de Saint-Ouen*, qui affleurent sur une hauteur de 12 mètres, dans les tranchées du chemin de fer. On a reconnu dans cette épaisseur trente-sept bancs différents de marnes et de calcaires blanchâtres avec coquilles lacustres, silex concrétionnés.

Ces calcaires lacustres de Saint-Ouen sont inférieurs au gypse et à ses marnes vertes ; en beaucoup de points ou les gypses n'existent pas, les marnes vertes sont amoindries et le calcaire de Saint-Ouen se lie avec les calcaires siliceux de la Brie.

Lorsqu'on représente par un diagramme la série des dépôts ter-

tiaires, on est ainsi obligé d'établir un parallélisme entre l'étage des gypses et des marnes vertes, et l'étage des calcaires siliceux ou calcaires lacustres moyens.

Le *gypse*, cantonné dans un espace très-restreint, paraît avoir été formé en stratifications lenticulaires suivant une zone dirigée nord-est sud-ouest, de Benvarde et Villeneuve-sur-Fère (Aisne) à Lonjumeau. Les collines qui contiennent les couches de gypse sont elles-mêmes allongées suivant cette direction.

L'étage gypseux imprime aux environs de Paris le caractère élégamment accidenté qui leur a donné une certaine célébrité. Cet étage, démantelé par les eaux, a laissé une série de collines qui dominent la vallée de la Seine de Montigny et Montmorency jusqu'au delà de Triel.

Ces collines gypseuses présentent partout la même succession de dépôts : 1° les marnes avec couches de gypses, parmi lesquelles la grande masse, de 15 et 18 mètres d'épaisseur, dans laquelle sont ouvertes de nombreuses carrières; 2° des marnes puissantes qui, par leur nature minéralogique et leurs fossiles marins, annoncent une transformation complète dans les conditions de la sédimentation, mais dont les concordances de stratification avec les assises du gypse sont telles, que les géologues les ont considérées avec raison comme un complément de la formation gypseuse.

Les collines gypseuses sont généralement couronnées par des sables et des meulières. Sur leurs sommets ou sur leurs versants sont les villas et les plantations qui font l'ornement des environs de Paris, et de leurs saillies en relief on jouit des points de vue les plus variés; des plateaux de Montigny, par exemple, l'œil embrasse à la fois la vallée de l'Oise et la vallée de la Seine, et plus de vingt villages étagés à l'horizon.

Tous ces reliefs, buttes Montmartre, buttes Chaumont, buttes ou collines de Sannois, Montigny, Montmorency, etc., ont leur historique dans les villégiatures parisiennes. Au point de vue industriel, elles fournissent le meilleur plâtre connu; leurs marnes

et leurs calcaires argileux fournissent la chaux hydraulique et les ciments; les argiles dites *marnes vertes* servent à la fabrication des briques, tuiles et carreaux; et lorsque, du sommet de ces collines si activement exploitées, on aperçoit les coteaux de calcaires grossiers dans lesquels sont ouvertes d'innombrables carrières, on comprend que le bassin de Paris possède des ressources qui ont permis d'y construire une ville unique au monde.

Les *marnes vertes* comprennent non-seulement le banc argileux désigné sous cette dénomination, mais une série d'alternances minces et nombreuses de marnes compactes, fragmentaires ou schisteuses, que l'on désigne sous la dénomination de *marnes du gypse*.

Cet étage marneux est en réalité beaucoup plus étendu et plus constant que le gypse. Dans les départements de la Marne, de l'Aisne et de Seine-et-Marne, il devient plus calcaire et comprend des marnes compactes, dures, avec silex, qui se confondent avec les calcaires de Saint-Ouen.

Dès le principe, le bassin tertiaire de Paris a été sillonné de cours d'eau, agissant soit d'une manière continue, soit par débâcles violentes. Ces courants d'eau douce ont déblayé sur certains points les dépôts marins, y creusant des vallées étendues, dans lesquelles des dépôts lacustres étaient ensuite formés côte à côte avec les dépôts marins antérieurs, de manière à déterminer les enchevêtrements et les apparences de parallélisme qui ont donné lieu à tant de discussions et de classifications différentes.

« Ainsi, dit M. d'Archiac, on est frappé de la différence géologique que présentent les deux côtés de la vallée de la Seine, au nord et au sud de Paris, et faute d'étendre assez loin les observations, on en avait conclu un parallélisme entre le calcaire siliceux de la rive droite avec ses marnes, son gypse, ses calcaires et ses argiles vertes d'une part, et, d'autre part, les calcaires grossiers de la rive gauche. Mais si l'on se rappelle que sous ces mêmes couches lacustres de la plaine Saint-Denis se trouvent les cou-

ches argileuses de l'étage des lignites, puis les sables et la glauconie grossière avec nummulites, c'est-à-dire des couches parallèles à celles qui sont à la base des collines de Meudon, de Vanves, de Vaugirard, etc., au sud, comme autour de Luzarches au nord, on sera porté à penser que cette disposition est le résultat d'une dénudation du calcaire grossier, immédiatement postérieure à sa formation, dénudation semblable à celles qui ont produit les vallées actuelles. La grande cavité déterminée par ce phénomène a été ensuite comblée par les sédiments lacustres. »

Cette hypothèse explique les enchevêtrements latéraux des terrains marins et lacustres dont les coupes géologiques des terrains tertiaires de Paris offrent de si nombreux exemples, notamment en ce qui concerne la formation du *calcaire siliceux*.

La dénomination de *calcaire siliceux* est inexacte en ce sens qu'elle semble indiquer une composition uniforme pour les dépôts de cet étage ; en réalité les roches y sont des plus variées, puisque l'on y distingue : 1° des marnes et des calcaires marneux avec silex calcédonieux de toutes couleurs imprégnant les calcaires ou s'isolant en rognons (c'est dans les alternances de ces calcaires lacustres siliceux que se trouve la magnésite de Champigny); 2° des argiles impures de couleurs diverses, grises, rouges ou brunes, qui enveloppent des bancs et des blocs concrétionnés de silex meulières, parmi lesquels les meulières de la Ferté-sous-Jouarre sont remarquables par leurs dimensions et leurs qualités.

La dénomination usuelle de *calcaires de la Brie* indique la région classique du développement de cet étage, dont l'étendue est désignée sur la carte de M. Collomb depuis Lonjumeau jusqu'aux approches de Reims et depuis Montereau jusqu'à Meaux, couvrant les hauteurs et les plateaux de toute la Brie.

La Brie, sans être une contrée bien distincte de celles qui l'entourent, a cependant un caractère de fertilité qu'elle doit aux éléments variés qui constituent l'étage des calcaires et marnes lacustres éocènes. Les nombreuses vallées qui la sillonnent pénètrent dans les marnes vertes et les calcaires de Saint-Ouen,

circonstance qui ajoute encore à la diversité des éléments constituants du sol ; aussi ne voit-on nulle part de plus beaux champs de céréales et de plus gras pâturages.

Les calcaires lacustres exploités à Château-Landon, où ils fournissent de très-belles pierres d'appareil, appartiennent-ils au calcaire siliceux moyen, dit *de Saint-Ouen*, ou à l'étage du calcaire lacustre supérieur ; en d'autres termes, sont-ils au-dessus ou au-dessous des sables et grès marins de Fontainebleau? Sont-ils éocènes ou miocènes? La question, controversée depuis quarante ans, est difficile à résoudre, parce que les sables et grès de Fontainebleau manquent sur ce point ; dans l'opinion de MM. de Roys et d'Archiac, les calcaires de Château-Landon sont bien réellement des calcaires lacustres éocènes ; ils sont recouverts sur plusieurs points par quelques petits bancs minces appartenant au calcaire lacustre supérieur.

La formation miocène s'annonce par le dépôt des *sables et grès*, dits *de Fontainebleau*, parce que cette contrée est celle de leur plus grand développement.

Ce sont généralement des sables jaunes, qui couronnent les buttes et les plateaux éocènes ; leur nature, souvent micacée, démontre que ce sont des sables d'érosion et de transport. On peut les suivre de Marly et Montmorency jusqu'à Triel. Ces sables proviennent probablement des régions schisteuses et granitiques du Morvan ; mais aux environs de Fontainebleau, où les dépôts atteignent le maximum de leur puissance, ils ont un caractère spécial de précipitation chimique par suite de leur pureté exceptionnelle.

La forêt de Fontainebleau est une contrée géologique des mieux caractérisées ; le sol boisé y est composé exclusivement de puissantes assises de ces sables et grès marins. Sur beaucoup de points du périmètre on voit les calcaires lacustres supérieurs recouvrir cet étage, auquel cas les bois et les forêts sont toujours remplacés par des cultures.

Dès l'origine, MM. Cuvier et Brongniart ont signalé l'aptitude

des divers étages sablonneux à la végétation forestière ; tous les bois des environs de Paris sont en effet sur ces dépôts ; mais nulle part ils n'ont atteint le magnifique développement de la forêt de Fontainebleau : les chênes, les hêtres, les ormes, les charmes et les bouleaux y ont pris les plus grandes proportions. En parcourant cette forêt, on peut facilement constater les rapports qui existent entre le développement des diverses essences de bois et la nature du sol.

Partout où le sol est formé jusqu'à grande profondeur, 20 ou 30 mètres par exemple, par les sables fins, ces terres profondes en plaines et thalwegs humides ont facilité le développement des chênes, des hêtres, etc., de manière à les élever aux plus grandes hauteurs; ce sont les grandes futaies. Toutes les fois que les sables alternent avec des bancs de grès stratifiés qui arrêtent les racines, les gros arbres perdent leur hauteur, les petits bois remplacent les hautes futaies; sur les versants rocheux, ce ne sont plus que des maquis dans lesquels on distingue les genévriers, les houx, etc.

Le sable de Fontainebleau est généralement blanc et composé de petits grains non roulés; au soleil, on voit en certains points ces grains briller, comme s'ils étaient cristallins. C'est en effet la silice la plus pure que l'on connaisse, et l'on en expédie des quantités considérables pour les verreries.

Les bancs de grès, qui alternent avec les sables, sont agrégés par un ciment siliceux. On y trouve toutes les variations de dureté, depuis les grès grenus les plus tendres jusqu'aux grès lustrés les plus durs. Les variétés de dureté moyenne, exploitées sur une multitude de points, fournissent les pavés de Paris.

Les grès sont surtout apparents sous forme de gros blocs écroulés, entassés ou dispersés. Ces blocs, autrefois interstratifiés dans les sables, ont été déchaussés et isolés par les érosions qui les ont ainsi laissés sur place; leurs entassements pittoresques sont une des curiosités de la forêt. Les vallées et les reliefs du sol suivent une direction générale ouest-nord-ouest, indiquant celle des grands courants qui ont démantelé ces dé-

pôts ; ces courants ont entraîné les parties les moins résistantes et laissé sur place, sous forme de crêtes ou de longs plateaux, les masses les plus solides.

Les sables et grès de Fontainebleau s'élèvent à des altitudes de 150 et 180 mètres ; ils marquent par leur importance en épaisseur et en étendue une époque de rentrée des eaux de la mer dans le golfe ou bassin de Paris, et servent de base naturelle aux dépôts miocènes.

L'étage des *calcaires lacustres supérieurs* termine au nord-est la série des dépôts miocènes, car les *argiles et meulières* superposées semblent n'être qu'une transformation siliceuse de ses alternances.

Sur la crête la plus élevée des terrains tertiaires dans la forêt de Villers-Cotterets, ce nouvel étage de calcaires lacustres recouvre celui des sables supérieurs et atteint l'altitude de 255 mètres.

Entre Montmirail et la Ferté-sous-Jouarre, les alternances de marnes et de calcaires, nettement caractérisées par les *lymnées* et les graines de *chara*, se trouvent au-dessus des sables et grès, de manière à démontrer que les grandes meulières en concrétions interstratifiées dans ces sables, appartiennent à l'étage des calcaires siliceux moyens. Cette assimilation résulte de la coupe

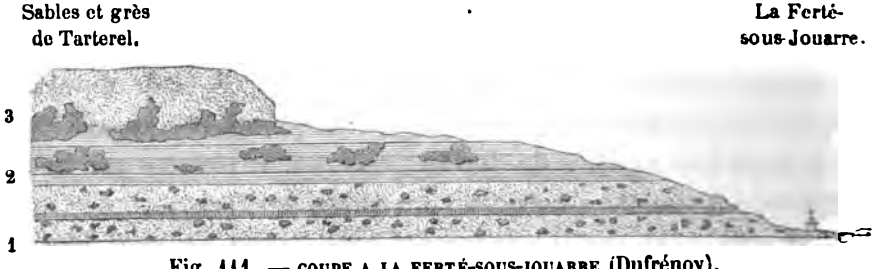


Fig. 111. — COUPE A LA FERTÉ-SOUS-JOUARRE (Dufrénoy).

figure 111, par laquelle Dufrénoy a mis en évidence la succession stratigraphique du calcaire grossier (1); des sables à meulières de la Ferté-sous-Jouarre (2); des marnes et des calcaires lacustres supérieurs (3).

La tendance des calcaires siliceux lacustres à passer à des

concrétions exclusivement siliceuses est un fait remarquable dans les terrains tertiaires parisiens, dont les eaux semblent avoir eu souvent la propriété d'abandonner des concrétions de silice. Les eaux marines elles-mêmes, lorsque les sables blancs et les grès lustrés de Fontainebleau se précipitaient, avaient évidemment des propriétés analogues.

Les *argiles et meulières* miocènes couvrent les buttes gypseuses du nord vers Dammartin et Cuisy, l'ensemble du dépôt n'a que 7 à 8 mètres d'épaisseur; les meulières y sont de petits échantillons, de concrétions irrégulières, bien différentes, sous ce rapport, des beaux bancs de meulières de la Ferté et d'Epernon, où l'on taille des meules et où l'on obtient, comme déchets, des meulières carrées propres aux constructions appareillées. On voit ainsi arriver de cette direction nord, pour les constructions de Paris, deux espèces de meulières dont Dufrénoy a distingué l'âge et la position stratigraphique.

M. d'Archiac a signalé la puissance croissante des calcaires lacustres supérieurs, à mesure qu'on s'avance vers le sud. A l'ouest de la Ferté-Aleps, les sables et grès marins sont remplacés par des alternances de marnes et calcaires lacustres sur un espace considérable, les sables et grès marins reprenant ensuite leur position au delà de Boissy; cet espace lacustre représente un de ces enchevêtrements qui rendent l'étude géologique du bassin de Paris si difficile.

Les calcaires lacustres, sous la dénomination de *calcaires de la Beauce*, couvrent le vaste plateau qui sépare les bassins de la Seine et de la Loire. Cette formation y est représentée par des alternances de marnes et de calcaires durs et siliceux; mais sur la plus grande partie des surfaces, ces roches sont couvertes par des sables et des roches argilo-sableuses considérées comme appartenant soit à l'étage des faluns, soit à un diluvium pliocène. Dans ces conditions de composition, la Beauce est une contrée géologique assez distincte dans le bassin de Paris.

Sa partie principale s'étend au sud de l'Eure jusque vers la

Loire ; d'Etampes et Pithiviers jusque vers le Loir, à Bonneval. C'est un vaste plateau qui sépare le bassin de la Seine du bassin de la Loire ; son altitude est de 150 à 160 mètres, ses déclivités si peu accusées, que l'on ne sait où placer la ligne de partage des eaux. Point d'arêtes prononcées, partout des horizons de plaines.

Le calcaire d'eau douce supérieur y comprend deux étages : un étage supérieur entièrement composé de calcaires marneux, à hélices, lymnées, planorbes, etc. ; un étage inférieur comprenant diverses couches d'argiles, de meulières, de calcaires et marnes lacustres.

En partant du centre du bassin de Paris, on voit cette formation lacustre se superposer aux sables et grès marins qui diminuent de puissance, à mesure qu'on marche vers l'ouest, de telle sorte que, vers le sud, la formation lacustre repose sur la craie ; à l'ouest de Gien, elle repose sur les roches du grès vert.

Le dépôt de sables et graviers, superposé à la formation calcaire et qui constitue la surface de la Beauce, est en général peu épais : de quelques décimètres à 1 mètre, quelquefois de plusieurs mètres. C'est un sable diluvien, incohérent, silicieux, jaunâtre ou rougeâtre, et par conséquent ferrugineux, contenant de petits fragments anguleux de silex ; il est à la fois un peu argileux et un peu calcaire.

La *Beauce* doit évidemment ses propriétés agricoles à la composition complexe de ce diluvium et aux réactions du calcaire marneux qui forme le sous-sol, composition heureuse qui compense les conditions hydrologiques défavorables de la superficie. Ce vaste plateau est en effet, sous ce rapport, dans des conditions toutes particulières ; sa surface sablonneuse absorbe les eaux pluviales qui y disparaissent et ne se retrouvent que sur le périmètre, au bas des coteaux formés par les calcaires d'eau douce ou les sables et grès inférieurs. Ces eaux sont, au nord, celles de l'Eure et de la Voise ; à l'est et au sud, celles du Loir et de la Connie-Palue ; à l'ouest, celles de la Juine.

Ces divers cours d'eau entourent la Beauce, mais n'y pénètrent

pas; la surface reste généralement sèche. On n'y voit point d'arbres, point de ces bouquets verdoyants qui annoncent un vallon privilégié ; l'horizon, à peine ondulé, ne montre que des plaines monotones, consacrées à la grande culture, ainsi que l'indiquent les fermes et les villages clair-semés.

Les meilleurs terrains de la Beauce sont ceux dont l'épaisseur diluvienne est comprise entre $0^m,25$ et 1 mètre, c'est-à-dire suffisante pour constituer un sol arable, meuble et de composition variée, mais pas assez grande pour paralyser les réactions du sous-sol à la surface. Ces réactions s'exercent à la fois par les éléments calcaires qui se mêlent à ceux des sables argilo-ferrugineux, et par l'ascension hygrométrique des eaux que les calcaires emmagasinent et que les sables laissent passer, les restituant lentement à la végétation superficielle, lorsque cette végétation en a besoin.

Considérée dans son ensemble, la Beauce ne peut désirer qu'une chose : de l'eau. Il lui faudrait d'abord de l'eau pour les consommations des fermes, qui ne trouvent que des ressources insuffisantes dans quelques sources et dans les puits; il lui en faudrait ensuite assez pour pouvoir obtenir des irrigations autour des centres de population, afin d'y créer des jardins productifs et quelques prairies. Parmi les projets présentés pour atteindre ce but, il n'en est pas de plus intéressants que ceux qui ont été étudiés pour créer un canal de dérivation de la Loire, traversant la ligne de faîte qui la sépare de la Seine et distribuant ainsi une partie des eaux de la Loire à Paris et sur tout le parcours.

Les *faluns* de la Touraine, ou plutôt les faluns de la Loire, semblent le résultat d'un mouvement qui a déversé les eaux du bassin de Paris dans le val de la Loire, et couvert toutes les contrées placées dans cette direction d'un dépôt spécial qui a été le dernier de la période miocène. C'est donc une formation marine, généralement composée de roches meubles et incohérentes, contenant des débris de coquilles et de polypiers.

Dans certaines localités, les faluns légèrement agglutinés for-

ment des mollasses poreuses et hygrométriques, passant tantôt à des marnes tendres, tantôt à des dépôts sablonneux coquilliers, alternant accidentellement avec des argiles grossières. Le falun mollasse est la roche désignée dans la basse Loire sous la dénomination de *grison*. A Doué, on y creuse des habitations qui, grâce à l'épaisseur du dépôt et à sa porosité, paraissent assez saines.

Les eaux pluviales filtrent à travers le grison ; elles s'arrêtent sur une couche argileuse inférieure, sur laquelle elles coulent dans les profondeurs du sol.

On exploite surtout le grison comme amendement ; ce mélange complexe d'argile, de sable siliceux et de calcaire, à tissu lâche et poreux, avec une proportion notable de coquilles, polypiers, débris de squales, et par conséquent imprégné de phosphate de chaux, est à la fois un amendement et un engrais.

Les faluns, irrégulièrement stratifiés, représentent bien un dépôt de débâcle ; ils sont surtout accumulés dans les dépressions des terrains préexistants, calcaires siliceux ou schistes de transition ; ils sont plus ou moins puissants, de 1 à 15 ou 20 mètres, et manquent sur les parties saillantes, ne s'élevant jamais au-dessus de 150 mètres d'altitude.

L'étage des faluns termine la série miocène. Quant à la formation tertiaire supérieure-pliocène, elle n'est représentée que vers le nord du bassin, par des sables bien connus dans les régions où sont établis les siéges d'exploitations houillères, par leur nature ébouleuse et la difficulté d'y foncer les puits.

En résumé, les terrains tertiaires, dont les étages inférieurs ont une puissance de 123 mètres sous le territoire de Paris, à la Chapelle, et dont les étages supérieurs ont des épaisseurs réunies d'environ 160 mètres, peuvent représenter une puissance totale d'environ 300 mètres.

Cette épaisseur, faible comparativement à celles des terrains secondaires, est importante par son étendue superficielle, et c'est avec raison que son étude a été détaillée par les géologues. Ac-

tuellement encore, lorsque le sujet semblait épuisé, M. Belgrand a démontré qu'on pouvait aller plus loin et ajouter, par des observations nouvelles, à l'intérêt que présentent ces dépôts.

Cet intérêt repose en grande partie sur l'enchevêtrement des divers étages et le parallélisme apparent qui, pour certains d'entre eux, en est la conséquence. Les enchevêtrements, ainsi que nous l'avons dit précédemment, ont été déterminés par des dénudations considérables qui ont fait la place de certains dépôts intercalés entre deux parois de dépôts plus anciens et d'une tout autre nature. L'historique complexe qui en résulte appartient spécialement au bassin de Paris; on ne saurait trouver dans les autres bassins tertiaires les équivalents de tous les étages qui y ont été reconnus, et pour ces autres bassins il faut se borner aux trois divisions : éocènes, miocènes et pliocènes.

Les dépôts pliocènes et diluviens sont venus, postérieurement aux faluns, compléter la série des dépôts tertiaires du bassin de Paris.

Certains dépôts diluviens, et par conséquent plus récents encore que les sables pliocènes, sont étagés sur les plateaux et sur les versants; ils contiennent des débris de mammifères, pachydermes et carnassiers; des débris de l'industrie humaine, surtout des silex taillés, à l'aide desquels on a pu démontrer l'antiquité géologique de l'homme. Ces recherches ont été exposées dans le grand ouvrage de M. Belgrand.

Le trait géologique le plus marqué de la période diluvienne est celui des sables, cailloux roulés et limons qui ont couvert le fond des vallées, surtout les plaines de la Seine. On y trouve les débris des roches feldspathiques du Morvan et des blocs de granites de la haute vallée de l'Yonne, témoignages des derniers courants des débâcles diluviennes et glaciaires qui ont traversé le bassin de Paris. Dans certains sables fins et limons supérieurs se trouvent les dents d'éléphant, les bois d'aurochs, les ossements d'ours et de renne qui nous montrent la vallée de la Seine habitée par une faune en grande partie disparue.

Bassins tertiaires des hautes vallées de la Loire et de l'Allier.

Les terrains tertiaires pénètrent dans le plateau central, en amont de Nevers;

Dans la vallée de la Loire jusqu'au-dessus de Montbrison;

Dans la vallée de l'Allier jusqu'à Brioude.

Les dépôts tertiaires des deux vallées, se soudent et se confondent en aval du cap formé par les terrains de transition vers Bert et le Donjon.

Ces terrains sont entièrement lacustres et par conséquent ne sont pas comparables à ceux du bassin de Paris. De plus, la composition des dépôts est tellement variable sur de petites distances, tellement enchevêtrée de roches différentes pour un même niveau, qu'il est à peu près impossible d'y trouver un horizon géologique de quelque valeur.

A la base sont le plus souvent des roches arénacées, sables, grès ou arkoses à ciment siliceux ferrugineux, surmontés par des argiles bariolées sablonneuses; puis des grès et surtout des calcaires demi-compactes ou marneux. Ces calcaires à phryganes tubulaires et concrétionnées contiennent des coquilles d'eau douce; leurs alternances compactes, marneuses ou sableuses ont souvent plus de 100 mètres d'épaisseur.

Sur plusieurs points on a trouvé dans ces terrains des débris de paléothérium qui établissent une certaine connexion entre eux et les dépôts des environs de Paris; mais l'historique, encore plus spécial pour chaque point où la succession des dépôts a pu être étudiée, démontre que sur tout cet espace, bifurqué à son sommet, les phénomènes sédimentaires se sont cantonnés en obéissant à des phénomènes locaux, variables. Ajoutons que les surfaces planes et peu accidentées de ces dépôts tertiaires, souvent recouvertes d'alluvions ou cachées par les cultures, se prêtent peu aux observations géologiques.

Dans les sédiments arénacés qui se trouvent parmi ces dépôts

lacustres, il n'existe point de débris volcaniques; on n'y voit aucun fragment de trachytes ni de basaltes. Ces terrains tertiaires appartiennent donc aux formations éocène ou miocène, classification confirmée sur divers points où les roches volcaniques sont en contact avec les dépôts tertiaires; ces roches les ont en effet traversés et accidentés.

Partout où il pouvait exister quelques lacs sur le plateau central, il s'est formé des dépôts tertiaires. Le petit bassin du Puy présente ainsi une sorte de miniature des phénomènes sédimentaires de la période tertiaire: des arkoses à la base, puis des alternances de marnes gypseuses, des calcaires marneux et des calcaires siliceux. Tous ces dépôts, dont quelques-uns contiennent des débris de mammifères, ont été traversés et recouverts par les éruptions volcaniques.

Des lacs tertiaires existent également autour du Cantal, dans les parties inférieures de la vallée de l'Alagnon et de celle de la Cère. Dans cette dernière localité on a constaté le bouleversement des calcaires lacustres par la sortie des roches trachytiques et basaltiques.

Les dépôts tertiaires, bien que modelés et accidentés par les érosions alluviennes, ont, en général, conservé le caractère de bassins encaissés par les roches granitiques; ils apparaissent comme des oasis au milieu des surfaces rocailleuses du plateau central. La disposition de leurs surfaces encore planes et de moindre altitude; leur composition en roches hygrométriques, habiles à fournir les conditions et tous les éléments nécessaires à la végétation, y ont attiré et concentré les populations; en parcourant le plateau central, on les reconnaît à leur horizontalité relative sur laquelle les eaux courantes se ralentissent, à leur fertilité contrastant avec les escarpements souvent dénudés des roches granitiques ou schisteuses qui les encaissent. Moulins, Gannat, Riom, Clermont, Issoire, jalonnent la ligne tertiaire de l'Allier; Decize, Marcigny, Roanne, Feurs, Montbrison, jalonnent celle de la Loire, que couronne le bassin du Puy en Velay. Autour de ces diverses stations, les escarpements natu-

rels des collines et les excavations ouvertes dans le sol, montrent en nombre de points les alternances stratifiées des roches arénacées ou calcaires dont le géologue aura bientôt reconnu les caractères tertiaires et lacustres.

Terrains tertiaires du Midi.

BASSIN DE LA GARONNE, BASSIN DE L'AUDE, BASSIN DU DELTA DU RHÔNE.

Le bassin tertiaire de la Garonne est une vaste contrée géologique, encaissée au nord par les relèvements jurassiques et crétacés du Lot et de la Dordogne ; au sud par les mêmes relèvements sur les versants pyrénéens ; à l'est par les terrains schisteux et granitiques de la montagne Noire. A Carcassonne les eaux tertiaires, se prolongeaient entre la montagne Noire et les Pyrénées, et de là s'étendaient dans toute la vallée du Rhône.

Le bassin tertiaire de la Garonne réunit les bassins hydrographiques de l'Adour, de la Garonne et de la Dordogne ; on y trouve le dépôt quaternaire (*a*) au-dessus des terrains miocènes (*b*) et éocènes (*e*), superposés à la craie D (fig. 112).

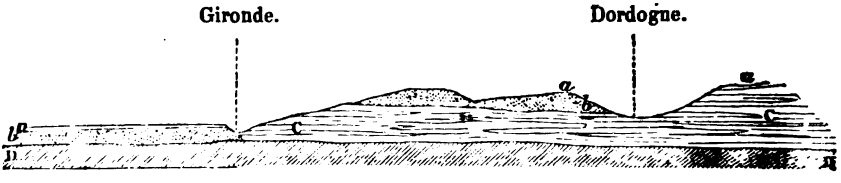


Fig. 112. — COUPE TRANSVERSALE PAR LES VALLÉES DE LA GIRONDE ET DE LA DORDOGNE.

Les allures tranquilles et superficielles des dépôts miocènes et pliocènes forment une nappe ondulée qui semble représenter encore un vaste golfe sédimentaire, aussi grand que celui de Paris. Les actions sédimentaires ont dû y former des dépôts parallèles à ceux de la série des formations de Paris, et Dufrénoy en a constaté la succession.

La formation *éocène*, représentée par quelques parties protubérantes affleurant en dessous des dépôts miocènes, est composée d'alternances calcaires plus ou moins solides, avec des

marnes et quelques bancs argileux. Ces calcaires, visibles dans le Médoc, contiennent des nummulites et des cérites, ils correspondent aux calcaires grossiers parisiens; l'identité paléontologique a été établie par la comparaison des fossiles recueillies sur la côte de Blaye en dessous de la citadelle. Cette formation peut être suivie de là jusqu'à la Réole.

Dans la partie inférieure de la vallée de la Dordogne, le calcaire grossier affleure jusqu'à Libourne, en dessous des mollasses, et Dufrénoy cite les environs de Saint-Emilion, où il est exploité aussi activement qu'aux environs de Paris, comme venant confirmer par les roches l'assimilation établie par les fossiles.

L'étage *miocène* est le plus développé dans ce bassin, et même dans toute la région des Corbières. Cette formation comprend, dit Dufrénoy : l'étage des calcaires d'eau douce de l'Agénois et de la Provence; la mollasse des environs de Bordeaux, des environs de Béziers et de la Provence; le calcaire moellon de Montpellier; les grès de Bergerac; les faluns des Landes et les argiles sablonneuses des plateaux avec gîtes de minerais de fer. Agen, Castres, Alby, Montauban, Toulouse, sont sur cette formation dont l'étage des calcaires d'eau douce constitue la partie montueuse, la mollasse ayant nivelé leurs principales inégalités et constituant des collines moins élevées; tandis que les faluns couvrent les plus basses terres.

Les premières mollasses ont été déposées dans des eaux douces et contiennent des débris de pachydermes; elles se lient par des alternances avec les calcaires d'eau douce, soit à des grès siliceux, soit à des argiles rougeâtres avec meulières et minerais de fer.

Les mollasses marines et les faluns constituent un étage miocène supérieur.

Ces mollasses sont souvent désignées sous la dénomination de *coquillières*, parce qu'elles contiennent en effet beaucoup de coquilles marines. Elles se lient aux dépôts sablonneux désignés sous la dénomination de *faluns* qui supportent les sables des Landes et se distinguent aussi par leur nature coquillière.

Dufrénoy a fait ressortir la liaison constatée par la carte géolo-

gique entre les terrains tertiaires miocènes du Nord et ceux du Midi. L'isolement de ces deux bassins est évident pendant la période crétacée, dont les roches et les fossiles sont si différents ; mais cet isolement n'existait plus d'une manière aussi absolue pendant la période tertiaire. Les dépôts miocènes de la Sologne établissent en effet une continuité entre les faluns de la Loire et les argiles ferrugineuses des plateaux calcaires du Poitou et de l'Angoumois, qui se poursuivent au delà de Bordeaux jusqu'aux faluns coquilliers des Landes.

Postérieurement au travail de Dufrénoy, M. Raulin a classé de la manière suivante la succession stratigraphique des dépôts tertiaires dans le bassin de la Garonne :

1. Sables des Landes. Mollasse supérieure de l'Armagnac et de l'Albigeois.
2. Calcaire d'eau douce jaune, de l'Armagnac et de l'Albigeois.
3. Faluns de Bazas. Mollasse inférieure de l'Armagnac et de l'Albigeois.
4. Calcaire d'eau douce de l'Agénois.
5. Faluns de Lognan. Mollasse moyenne de l'Agénois.
6. Calcaire grossier de Saint-Macaire.
7. Calcaire d'eau douce blanc du Périgord.
8. Mollasse du Fronsadais. Sables du Périgord. Calcaire de Bourg.
9. Calcaire grossier du Médoc.
10. Sables de Royan.

Dans le bassin de la Garonne, comme dans celui de Paris, divers éléments sont sujets à manquer ; d'autres se trouvent juxtaposés et enchevêtrés, de manière à laisser des incertitudes sur leur succession réelle. C'était, dit M. Raulin, « un estuaire dans lequel les dépôts marins gagnaient continuellement en étendue, les formations d'eau douce étant refoulées de plus en plus à l'est, vers le fond du bassin. C'est là un fait facile à constater en remontant la Gironde et la Garonne. En effet, tandis que les sables de Royan sont limités à l'embouchure de la Gironde et que le calcaire grossier du Médoc ne dépasse guère Blaye, le calcaire de Bourg s'avance au delà de Bordeaux, le calcaire de Saint-Macaire au delà de la Réole, et le falun de Léogman jusqu'à Marmande ; le falun de Bazas enfin atteint Agen. Un autre fait s'accomplissait en même temps dans cet estuaire : les nappes

d'eau successives se déplaçaient graduellement du nord-nord-est au sud-sud-est, et s'éloignaient du plateau central. En effet, tandis que les sables du Périgord étaient venus atteindre le pied des montagnes, le calcaire du Périgord, la mollasse et le calcaire gris de l'Agénois ne s'avançaient plus qu'à moitié de la distance qui sépare le plateau central de l'emplacement actuel de la vallée de la Garonne, de Montauban à son embouchure. C'est à peine si, plus tard, les trois derniers dépôts dépassèrent cette même vallée sur quelques points. »

A mesure qu'on se rapproche de l'Adour, les dépôts se modifient et présentent un caractère plus arénacé. Ainsi, dans cette région, on trouve, au-dessus de l'étage nummulitique, des grès avec lignites, attribués à l'éocène; puis la formation miocène, commençant par des sables argileux gris-bleuâtres appelés les *faluns bleus*, surmontés de calcaires gris coquilliers; puis des marnes sableuses et les sables dits *faluns jaunes* qui, aux environs de Mont-de-Marsan et dans la Chalosse, sont surmontés de calcaires sablonneux.

Les régions supérieures du bassin, vers Cahors, Castres, Pamiers et Tarbes, sont couvertes de puissants dépôts lacustres, composés de marnes sableuses, d'argiles et de calcaires. Dans ces calcaires on a trouvé, à Sansan, des débris fossiles d'un grand nombre de mammifères. Quatre-vingt-dix-huit espèces ont été énumérées par M. Lartet, toutes différentes des espèces actuellement vivantes. Ces ossements, empâtés dans un calcaire marneux, lacustre et coquillier, ont dû être entraînés par une débâcle plus ancienne que le diluvium qui ne contient pas de fossiles.

Les terrains tertiaires franchissent la crête de partage des eaux de la Garonne et de l'Aude par le canal assez étroit de Carcassonne, et s'épanouissent vers les côtes de la Méditerranée, de Narbonne à Béziers et Montpellier; de là ils s'étendent dans le delta néocomien du Rhône. Dans toute cette étendue, ils conservent leurs caractères principaux, ainsi qu'on peut le voir par la classification des dépôts tertiaires des Corbières par M. d'Archiac.

PLIOCÈNE.	Marnes bleues marines.
MIOCÈNE.	Mollasse marine.
Lacustre ÉOCÈNE nummulitique.	Mollasse d'eau douce. Grès de Carcassonne. Calcaires et marnes du bassin de Narbonne et de Sigean. Gypses normaux. Poudingues des montagnes. Marnes, grès et calcaires marneux. Marnes bleues à turritelles. Calcaires à milliolites.

Nous avons précédemment signalé la situation accidentée des dépôts éocènes sur le flanc des montagnes des Corbières.

Sur les flancs crétacés du mont Alaric, on voit se dresser la série de ces dépôts dans l'ordre suivant :

Vers la base de la craie, les dépôts inférieurs composés d'alternances de calcaires gris compactes avec nummulites, puis des calcaires marneux ou durs, des grès et marnes nummulitiques ;

Plus en aval, les alternances plus variées et plus puissantes de l'étage supérieur, comprenant des poudingues à ciment calcaires, passant aux grès, des marnes rouges alternant avec des grès et argiles rouges.

Les figures précédentes, 108 et 109, indiquent les allures relevées de ces dépôts.

Les terrains tertiaires de toute la zone qui s'étend ainsi de l'Océan à la Méditerranée contiennent en beaucoup de points, du gypse ou des lignites ; dépôts accidentels qui donnent un caractère toujours spécial et intéressant, aux localités où ils se trouvent. Le gypse surtout a été étudié avec soin, parce qu'il semble toujours établir une certaine connexion des terrains dans lesquels il est interstratifié, avec les terrains des environs de Paris ; nous parlons ici du gypse normal, stratifié avec les dépôts sédimentaires dont il fait partie, et non des amas adventifs, liés à la sortie des ophites.

Le gypse des environs de Narbonne est le plus important et celui qui présente le plus d'analogie avec le gypse de Paris. Il est stratifié dans les calcaires d'eau douce avec lesquels il alterne,

accompagné de marnes dans lesquelles il se trouve encore en cristaux. Cet ensemble contient des coquilles d'eau douce, des empreintes de poissons et de plantes.

Quant aux lignites, ils sont stratifiés dans les calcaires et marnes d'eau douce ; quelques gîtes sont exploités, notamment aux environs de Carcassonne et près de Montpellier.

A Montpellier, on se trouve déjà sur une des branches tertiaires du delta du Rhône. Cette branche remonte jusqu'à Saint-Vallier et Saint-Marcellin ; l'autre branche descend du sommet du delta vers Montélimar, Carpentras, Apt, Aix et Marseille ; elle est traversée par les grands soulèvements néocomiens qui le découpent en fragments interrompus et semblent encaisser des bassins distincts. En réalité, c'est le même bassin fracturé et divisé par les soulèvements qui en ont redressé et comprimé les couches.

Dans toutes les parties de ce vaste delta, on retrouve une partie des étages de la grande zone de Bordeaux à Montpellier. Les mollasses en couches multiples à teintes verdâtres, les calcaires et marnes lacustres, sont les caractéristiques les plus accusées.

Le gypse et le lignite attirent spécialement l'attention sur la partie de ces terrains qui constitue les environs d'Aix. Les dépôts, plus puissants que ceux du bassin de Paris, y représentent la période tertiaire de la manière la plus complète.

Beaucoup de géologues, MM. de Villeneuve, Matheron, Diday, Coquand, etc., ont écrit sur ce bassin, dont l'ensemble est désigné sous la dénomination de *bassin des Bouches-du-Rhône ;* ils en ont, en quelque sorte, détaillé les feuillets, ainsi qu'on l'a fait pour le terrain de Paris. Voici la classification adoptée par M. Diday, qui, dans un travail très-complet sur ce bassin, s'est attaché surtout au point de vue de l'ingénieur :

1. Marnes et calcaires marneux lacustres. Étage supérieur des lignites de Vaucluse et des Basses-Alpes. Épaisseur, 300 mètres.
2. Marnes et calcaires marneux avec gypse interstratifié. 90 mètres.
3. Sables et argiles rougeâtres. 70 à 80 mètres.
4. Argiles rougeâtres et calcaires compactes alternant six fois. 300 mètres.

5. Calcaires marneux et argiles. 100 mètres.
6. Calcaires, marnes schisteuses et grès. Etage inférieur des lignites de Fuveau. 200 à 250 mètres.

On voit que l'ensemble de ces dépôts, s'ils se trouvaient réunis, représenterait une épaisseur de 1000 à 1200 mètres.

Les quatre étages inférieurs manquent au nord d'Aix, les deux étages supérieurs, développés au delà de la Durance, se superposant et se liant à ceux qui ont précédé entre les montagnes d'Eguilles et de Sainte-Victoire.

L'étage lacustre inférieur contient cinq à six couches de lignites, généralement régulières dans leur allure, sauf les failles qui les interrompent et dont les positions sont parfaitement précisées dans toute l'étendue du bassin de Fuveau.

Ces couches, exploitées sur un grand nombre de points, entrent pour une proportion importante, dans la consommation des industries marseillaises.

Les lignites extraits proviennent principalement de deux couches plus puissantes et plus régulières que les autres : la couche dite *la grande mine*, dont la puissance atteint souvent 1 mètre et la couche des *quatre pans*, de 0m,50 à 0m,70. Ces lignites sont compactes, noirs, à poussière rousse, sans aucune trace de tissu ligneux, et très-flambants. Comme ils sont très-chargés d'oxygène, ils ne font pas de coke et passent rapidement sur la grille, mais ils sont utilement appliqués à tous les usages des houilles maigres à longue flamme auxquelles les consommateurs les assimilent.

D'après les observations de M. Diday, les stratifications des quatre étages inférieurs développés au sud d'Aix, plongent toutes vers un centre commun, marqué par l'étage gypseux, mais avec transgressions et changements de directions qui démontrent qu'entre chaque étage, le sol a subi des exhaussements qui déplaçaient progressivement l'axe du bassin dans un même sens. Par suite de ces mouvements, le bassin s'est graduellement rétréci jusqu'à ce que les eaux n'aient plus occupé que la partie extrême dans laquelle les gypses ont été déposés. Le mouvement de

transgression a même été tel, que les étages inférieurs n'existent pas en dessous de l'étage gypseux.

En dessous de cet étage gypseux se trouvent se trouvent des brèches et poudingues alternant avec des marnes rouges. Ce sont des poudingues calcaires, dits *brèches de Thonolet*, à cailloux gris, jaunâtres ou rougeâtres, solidement agglomérés par un ciment calcaire; on en fait usage comme marbre. Des mouvements successifs ont ainsi poussé les eaux sédimentaires vers le nord, où les dépôts ont continué en développant les étages supérieurs vers les basses Alpes.

Ce sont encore des calcaires et des marnes endurcies dont les alternances contiennent des couches de lignites. Les lymnées, les planorbes, les hélices et cyclostomes, ainsi que les empreintes de poissons et de végétaux dicotylédones, accusent le caractère lacustre de cette formation où l'on a compté jusqu'à vingt couches de lignites qui ont depuis 0^{m},30 d'épaisseur jusqu'à 2 et 3 mètres, mais dont la qualité paraît en raison inverse de la puissance.

Dans la plus grande partie du delta, les terrains tertiaires ont repris leur caractère complet d'alternances d'étages marins et lacustres. L'étage inférieur, dit *des mollasses lacustres*, est surmonté par les *mollasses marines*, composées de grès et psammites à ciment calcaire, roches peu solides, caractérisées par de nombreux fossiles et reposant indifféremment sur les calcaires crétacés ou sur les dépôts tertiaires inférieurs.

Les terrains lacustres des Bouches-du-Rhône avec leur puissance considérable ne peuvent être comparés, sous aucun rapport, avec les terrains du Nord; ils démontrent que, pendant cette période géologique, les dépôts sédimentaires ont pris dans cette contrée un caractère individuel mis en relief par l'état accidenté des stratifications.

Dans le bassin de Fuveau, ces accidents ne sont pas très-marqués, les inclinaisons, de 30 à 40 degrés, se maintenant sur des espaces très-étendus. M. Matheron a pu tracer les détails d'une coupe depuis l'auberge de *la Pomme*, sur une longueur de 7 kilomètres vers Aix, où des milliers de strates inclinées à

30 degrés, se succèdent en montrant des alternances de calcaires plus ou moins colorés, du blanc au gris et au noir ligniteux ; de lignites, parmi lesquels on distingue sept couches de 0m,20 à 1 mètre ; de calcaires argileux, de marnes, de grès ou barres rousses, de marnes grises feuilletées, brèches et poudingues, marnes et calcaires, alternances cent fois répétées qui représentent près de 1 000 mètres d'épaisseur normale. Dans cette épaisseur, on ne peut guère désigner, comme horizons, que les lignites situées vers la base et les calcaires à lychnus situés vers le milieu.

Dans les régions subalpines, nous voyons ces terrains ployés, comprimés et brisés, portés à des altitudes considérables ; mais les conditions qui les différencient des terrains secondaires, subsistent toujours ; là, comme pour toute autre localité, on peut dire que les roches tertiaires sont moins accidentées que celles qui les ont précédées. Ce qui est vrai au point de vue du relief et des accidents l'est encore plus au point de vue du métamorphisme. Il est souvent bien difficile de reconnaître, dans les Alpes, le caractère minéralogique normal des roches crétacées, tandis que les calcaires et les marnes lacustres, les poudingues et les mollasses tertiaires, ont conservé leurs caractères lithologiques dans presque toutes les positions.

La *chaîne des Alpines* s'étend des environs de Tarascon jusque vers Orgon sur la Durance, qui la sépare du Léberon. Elle suit la direction est-ouest, accusée par les soulèvements néocomiens du Ventoux, etc. Les sommités de cette chaîne, qui varient de 200 à 300 mètres, paraissent plus élevées, par le contraste de leurs versants abrupts avec les plaines des paluds de la Durance, qu'elles dominent au nord, et les plaines de la Crau, qui s'étendent au sud.

Cette chaîne se compose, comme celles du Ventoux et du Léberon, de calcaires néocomiens et de dépôts tertiaires, arénacés, calcaires ou argileux.

Le grand développement des dépôts tertiaires entraîne toujours des modifications accidentelles dans leur composition ; il n'en

est point d'exemple plus remarquable que le gisement des *bauxites* dans les Alpines. Ces bauxites ont été décrites par M. Coquand.

Partant de la Crau et se dirigeant vers Saint-Remi, on traverse, dit-il, la chaîne des Alpines. « On recoupe successivement les brèches du Thonolet, le klippenkalk du jurassique supérieur, les dolomies supra-oxfordiennes et l'oxfordien supérieur, système qui forme un premier saillant montagneux, avant-garde des Alpines. On traverse ensuite la plaine de Maussane, dont le sous-sol est le calcaire à lychnus; puis on s'engage dans un défilé que dominent, de chaque côté, des montagnes calcaires couronnées par des pics bizarres. Dans le quartier dit des *Méjeans*, on voit de grandes traînées, couleur rouge de sang, parallèles à la direction des crêtes, qui contrastent, par leur teinte rutilante, avec le ton gris des calcaires encaissants. »

Les calcaires néocomiens-urgoniens forment une voûte qui, vers le nord, domine la combe des Méjeans, et vers le sud, le communal des Baux. Le terrain tertiaire à bauxites obéit à ce mouvement et présente de chaque côté deux lignes d'affleurements parallèles, ainsi qu'il est indiqué par la coupe transversale (fig. 113).

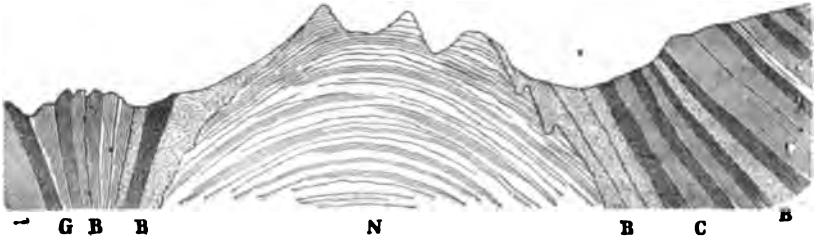


Fig. 113. — COUPE DU GITE DES BAUXITES (Coquand).

« Les bauxites (B) sont appuyées sur la voûte néocomienne (N), et pénètrent dans leurs anfractuosités; elles alternent avec des argiles marneuses, des calcaires pisolitiques (C), et quelques couches de grès. »

Ces bauxites sont tantôt ferrugineuses et rouges avec pisolites calcaires; d'autres fois violacées, jaunâtres ou blanchâtres, avec pisolites ferrugineuses. La décoloration est toujours un signe de pureté qui a fait assimiler la variété blanche au diaspore.

Les gîtes des Méjeans et des Baux ne sont pas les seuls; plusieurs autres se présentent dans des conditions analogues avec des puissances de plusieurs mètres. Les bauxites sont exploités comme minerais d'aluminium.

L'extrémité orientale de la chaîne des Alpines se termine, vers Orgon, vis-à-vis le *Léberon*, dont elle semble être la suite. Cette montagne est un soulèvement en forme de voûte du terrain néocomien, ainsi que l'indique la coupe (fig. 114), d'après la description géologique du département de Vaucluse par M. Scipion Gras.

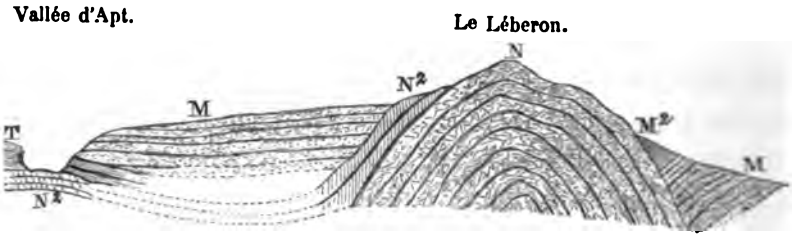


Fig. 114. — COUPE DU MONT LÉBERON (Scipion Gras).

Le Léberon est, comme le mont Ventoux, une crête dirigée est-ouest, sur une longueur de près de 40 kilomètres. Le soulèvement en voûte de deux étages néocomiens (N et N²) a relevé, du côté de la vallée d'Apt, toute la série tertiaire et la mollasse marine (M); et du côté de la Durance, la mollasse marine, dont les stratifications renversées sont surmontées d'un lambeau de mollasse d'eau douce (M²).

Les stratifications sous-jacentes, au-dessous de la mollasse marine (M), forment encore une voûte surbaissée au fond de la vallée d'Apt, dont les crêts sont tertiaires (T). Sur les deux versants de cette vallée, on voit affleurer, sur le néocomien supérieur (N²) et au-dessous de la mollasse marine, le terrain tertiaire lacustre comprenant les marnes et calcaires marneux avec gypse.

Contrées pliocènes et quaternaires.

A mesure qu'on s'élève dans la série des terrains tertiaires, les dépôts prennent un caractère plus exclusivement arénacé. Ce sont

des sables et graviers, des graviers et cailloux roulés, dont les stratifications confuses, ondulées et enchevêtrées, semblent indiquer, non plus des dépôts réguliers formés au fond des eaux, mais des dépôts juxtaposés, d'eaux courantes ou de débâcles.

Ces conditions de composition exclusivement arénacée et de stratifications confuses rendent très-difficile l'étude de ces terrains superficiels, que l'on est toujours tenté d'attribuer au cours d'eau le plus fort et le plus voisin. L'étude démontre cependant par la nature des roches qui constituent les galets, par les niveaux plus élevés qui marquent les points de départ, par les pentes et la décroissance des éléments qui indiquent le sens des courants, qu'en général l'allure de ces dépôts ne concorde pas avec l'hydrographie actuelle.

C'est donc avec raison que la carte géologique distingue ces dépôts par une teinte et une dénomination spéciales ; ce sont des terrains *pliocènes*, c'est-à-dire tertiaires-supérieurs ou *quaternaires*.

Ces dépôts superficiels, sillonnés et recouverts seulement par les alluvions modernes, effectuées en vertu du régime hydrographique actuel, couvrent des surfaces très-étendues, lors même qu'elles ont peu d'épaisseur.

Leur nature de roches incohérentes, ne varie guère que par la grosseur et la proportion plus ou moins grande des cailloux roulés ovoïdes dans les graviers ; mais, sous ce rapport, il existe des apparences si diverses, que les coupes faites à quelques centaines de mètres de distance peuvent être très-différentes. On passera des gros galets, dont le volume est suffisant pour qu'on en puisse déterminer les caractères minéralogiques et même la provenance, tantôt à des sables d'autant plus siliceux qu'ils sont plus fins, tantôt à des limons argilo-calcaires. De là des contrées géologiques nettement limitées et très-spéciales.

Le Crau et certaines parties de la Bresse sont couvertes de cailloux roulés et galets ovoïdes ; la Sologne, les Landes sont des contrées sablonneuses ; les environs de Perpignan présentent des surfaces argileuses qui rappellent les marnes subapennines dont

elles sont en effet l'équivalent géologique; la Camargue, contrée de sables et de limons, est presque identique au delta du Nil.

Toutes ces contrées, couvertes d'alluvions quaternaires et modernes, ont un caractère commun : celui de plaines peu élevées, peu mouvementées, encaissées par des terrains plus anciens. La nature minéralogique de leurs surfaces, très-variables au point de vue de la végétation et des cultures, suffit pour les différencier.

La Sologne.

La Sologne a une certaine analogie de composition géologique avec la Beauce, et peut servir à démontrer l'influence des nuances de composition et des différences d'épaisseur des formations arénacées superficielles sur les propriétés agricoles du sol.

Le sol y est composé de sables tantôt exclusivement siliceux, quelquefois argileux, dont les alternances avec des bancs argileux ont comblé une dépression prononcée. Ces sables ont une vingtaine de mètres d'épaisseur moyenne, souvent davantage, car deux sondages exécutés aux environs de la Ferté-Saint-Aubin ont traversé 50 et 57 mètres de ces alternances de sables et d'argile, avant d'atteindre les calcaires lacustres sous-jacents.

Ces sables et argiles, de même que les couches superficielles de la Beauce, sont considérés comme quaternaires; quelques géologues les ont assimilés aux faluns de la Touraine, d'après les fossiles trouvés dans quelques couches inférieures, sur les prolongements de ce terrain dans le val de Loire et dans le Sancerrois.

Quoi qu'il en soit, le comblement de la Sologne a laissé une surface un peu au-dessous de celle de la Beauce; l'altitude moyenne légèrement ondulée étant de 100 à 120 mètres. Mais, d'une part, l'épaisseur superposée du terrain de transport superficiel annule toute influence du sous-sol calcaire profondément enfoui ; d'autre part, les divers éléments constituants forment des sols plus ou moins rebelles à la végétation et à la culture.

L'ensemble de ce terrain de transport, entre les vallées du

Cher et de la Loire, limité par les collines du Sancerrois à l'est; à l'ouest, par une longitude de Blois à Montrichard, comprend plus de 450000 hectares. La Sauldre, le Beuvron et le Cosson divisent cette surface en quatre zones assez distinctes, suivant que les surfaces sont formées : 1° par des sables siliceux puissants; 2° par des sables peu épais avec sous-sol argileux rapprochés de la surface ; 3° par les couches argileuses elles-mêmes.

La partie la plus stérile, qui constitue la vraie Sologne, est comprise entre la Sauldre et le Beuvron, au nord de Romorantin. Les sables qui en forment la surface sont superposés à des argiles imperméables; le sol y est par suite marécageux et sillonné par des lagunes qui rendent la contrée malsaine et ajoutent aux difficultés de la culture. Depuis 1852, des travaux ont été entrepris pour améliorer la contrée en développant la canalisation de la Sauldre et du Beuvron, afin de rendre aussi économiques que possible les transports de la marne. Un canal de 43 kilomètres a été creusé de Blancafort sur la grande Sauldre, à la Motte sur le Beuvron; des rigoles et saignées d'assainissement ont permis l'écoulement des eaux; des routes agricoles ont été creusées, des sondages ont été entrepris de manière à préciser les localités où la marne était rapprochée du sol, afin d'en multiplier les points d'extraction; enfin des plantations d'arbres verts : chênes, bouleaux, châtaigniers et autres, ont été entreprises dans les contrées exclusivement composées de sables, où l'on ne pouvait essayer d'autres cultures.

Ces travaux d'amélioration ont été entrepris en 1852, à la suite d'un rapport de M. Dumas, dont les conclusions étaient : utiliser par des plantations d'arbres résineux ou autres toutes les parties du sol qui ne sont pas susceptibles d'être améliorées par le marnage ou par le drainage ; 2° porter la marne ou la chaux sur toutes les terres qui réclament cet amendement; 3° assainir les terrains marécageux par des canaux et des rigoles qui serviraient en même temps à l'irrigation des prairies naturelles.

L'application de ces principes sur une grande échelle a transformé la Sologne, qui est devenue l'expression la plus saisissante

de ce qui peut être obtenu par le marnage, le drainage et la facilité des transports. La valeur d'une terre assainie s'établit en Sologne d'après le prix auquel la marne peut y être versée. Une seule condition est restée imparfaite : c'est le développement insuffisant de la canalisation, qui seule peut répondre à toutes les exigences de l'agriculture et qui, partout où elle a été établie, a porté la salubrité d'abord et ensuite l'amélioration du sol.

Le lœss pyrénéen.

La carte géologique vient à l'appui de l'attribution, déjà mentionnée, des terrains subpyrénéens marqués pliocènes à une ère torrentielle qui a couvert de ses dépôts toutes les plaines environnantes, en suivant les lois des cônes de déjection. Ces dépôts, partant du débouché des vallées montagneuses à des altitudes de 500 à 700 mètres, sont, en effet, disposés en vastes cônes dont les pentes varient de $0^m,008$ à $1^m,011$, et descendent à des altitudes de 300 et 130 mètres. Les cours d'eau actuels ont ensuite sillonné de leurs érosions l'épaisseur de ces dépôts, en faisant le triage des éléments constituants ; laissant sur place les blocs et les plus gros éléments qu'ils n'ont pu entraîner, menant au loin les cailloux, les graviers et les sables.

Quant à l'âge géologique de ces dépôts et de l'ère torrentielle qui les a formés, qu'on les appelle *pliocènes* ou *quaternaires*, peu importe, car, pour l'accomplissement de pareils déblais dans les montagnes et de pareils remblais dans les plaines, la période a dû être bien longue.

Les grandes chaînes de montagnes, les Pyrénées et les Alpes, ont été les points de départ de dépôts de transports lacustres qui se sont ainsi étendus sur les contrées situées en aval. Ces dépôts, désignés comme pliocènes ou quaternaires, ont le caractère de leur origine : 1° sous le rapport de la composition, formée de blocs, cailloux, graviers et sables empruntés aux roches des montagnes et vallées dont ils sont partis ; 2° sous le rapport de la forme, qui n'est plus celle d'un sédiment déposé au fond d'un

lac, mais se rapproche de celle d'un *cône* ou *delta* de déjections arénacées.

Ces formes ont été signalées dans un travail de M. Cezanne, publié à la suite de l'*Etude sur les torrents*, par M. Surell.

Des hauteurs qui précèdent les Pyrénées, on voit la plaine s'étendre au pied de la chaîne dont la muraille d'un vert sombre limite nettement les dépôts qui en couvrent la surface ; cette plaine, examinée sur les cartes de l'état-major, est en réalité composée, dit M. Cezanne, de *plateaux bombés* ou *cônes aplatis*, dont le sommet est à la gorge de chaque vallée importante. De ces vallées sont évidemment sortis les dépôts de transports pliocènes qui couvrent les plateaux, le terrain miocène ayant été mis à découvert au fond des vallés par les érosions postérieures.

Le plateau bien connu de Lannemezan est formé par les alluvions de la Neste. Ainsi, à Capverne, en sortant de la vallée de la Neste, on débouche sur le plateau de Lannemezan; le regard s'étend sur une plaine unie, aux contours indécis, qui est bornée au sud par l'amphithéâtre monumental des Pyrénées et qui vers le nord s'affaisse et fuit à l'horizon. On est alors à l'aval du déversoir par où le lœss s'est épanché.

La disposition générale des thalwegs qui ont débité ces torrents d'alluvion est précisée par M. Cezanne au moyen de la figure 114, dont il explique la structure dans les termes suivants :

« Les cartes de l'état-major (240 et 241), rapprochées l'une de l'autre, représentent d'une manière saisissante trois vastes cônes de déjection qui débouchent des vallées du Gave à Lourdes, de l'Adour à Bagnères-de-Bigorre, de la Neste à Hèches. Ces trois cônes se recouvrent partiellement; ils *interfèrent*, ainsi que le représente la figure 115.

« Ces interférences forment ainsi quatre dépressions : deux extrêmes, SX et S"Y, et deux intermédiaires, MA et NB. Le Gave de Lourdes est encaissé suivant SX ; l'Echez, suivant SMA; l'Adour s'est ouvert un passage oblique suivant S'K, au bout duquel il a rencontré l'Echez; les deux courants marchent parallèlement suivant KA pendant quelques kilomètres, sans se confondre; par

cette disposition ils ont couvert la plaine de Tarbes. La Neste, débouchant en S″, se jette, suivant S″Y, où déjà s'est établie la Garonne. Quant à la dépression NB, elle est occupée par l'Arros, formé par la réunion de deux affluents S′N et S″N, qui recueillent vers les points S′ et S″ les eaux voisines de l'Adour et de la Neste.

« Les trois cônes, nettement dessinés par la carte géologique, sont sillonnés de nombreux cours d'eau qui divergent des sommets S, S′, S″. »

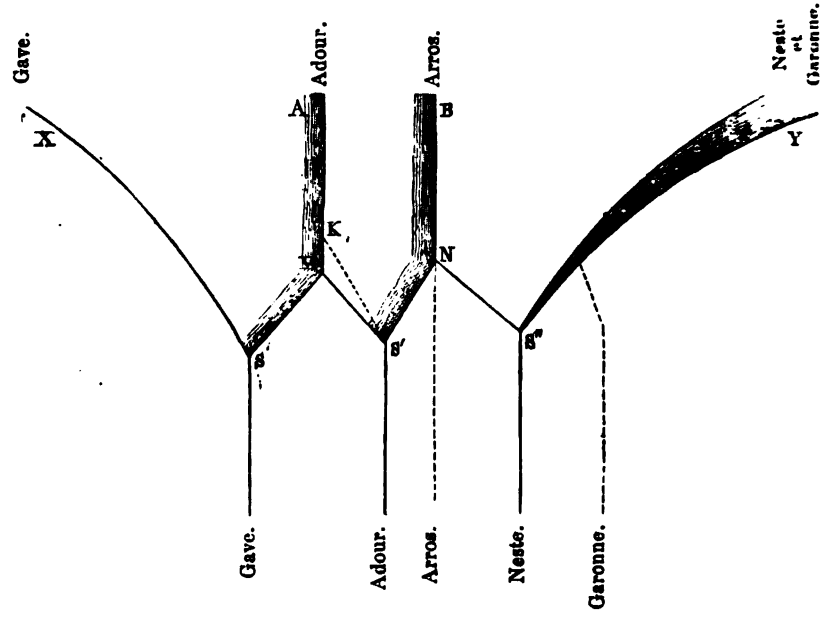


Fig. 115. — LES TROIS CONES DU LŒSS PYRÉNÉEN.

M. Cezanne, après avoir étudié la nature minéralogique et la disposition des blocs et des dépôts qui forment ces trois cônes, n'hésite pas à les attribuer à la période glaciaire, à l'ère torrentielle.

Plus à l'est, les déjections torrentielles sont de même sorties des gorges de l'Ariége, comme un torrent de lave, et se sont répandues dans la plaine sous forme d'un cône allongé.

Certaines alluvions appartiennent à des époques distinctes; on en trouve la preuve au pied des Pyrénées, dans les landes dont les sables, suivant toute probabilité, résultent du lœss pyrénéen remanié par un courant spécial et postérieur.

Les Landes.

Les landes du golfe de Gascogne ont une célébrité parmi les contrées de sables et de dunes qui existent sur le littoral de la France ; leur étendue, de 3 000 kilomètres carrés, leur donne plus d'importance qu'à toute autre.

C'est une contrée couverte de sables blanc-jaunâtres, exclusivement siliceux, sans couches limoneuses, plus gros et plus mélangés de cailloux quartzeux ou granitiques, à mesure qu'on s'approche du versant des Pyrénées ; plus fins, à mesure qu'ils s'en éloignent et se rapprochent du littoral.

Les sables des landes ne contiennent pas de fossiles comme ceux des faluns, dont ils se distinguent d'ailleurs par leur pureté. Ils constituent une contrée plane et peu saillante au-dessus du niveau de la mer, mais s'élevant progressivement à 100 mètres et au delà, dans les parties les plus éloignées du littoral. Ils se lient avec les sables et cailloux roulés du diluvium des plateaux des environs de Pau.

C'est un courant alluvien spécial, déversé par les Pyrénées.

Toutes les fois que les sables sont très-fins, notamment sur les côtes, ils sont mobiles et soulevés par les vents en dunes moutonnées ; les ondulations multiples de ces dunes, de hauteurs à peu près égales, en lignes parallèles à la côte, ont été souvent comparées aux vagues de la mer ; elles forment une région identique aux dunes de la Manche et de la mer du Nord.

Les contrées de dunes des cordons littoraux, si bien décrites par M. Elie de Beaumont, dans ses leçons du Collége de France, présentent partout le même aspect et résultent des mêmes phénomènes. Les vents dominants soulèvent les sables dans des directions presque constantes, en frappant toujours sur les mêmes faces des monticules ; les sables soulevés atteignent ainsi les crêtes saillantes et retombent en talus d'éboulement sur les faces abritées ; il en résulte une marche progressive et très-sensible des dunes, dans le sens des vents dominants, marche évaluée à plu-

sieurs mètres par année et qui, sur quelques points, a dépassé 10 mètres. C'est ainsi que des parties autrefois cultivées et habitées ont pu être envahies et couvertes par les sables.

Les dunes forment la zone littorale des landes, zone continue, dont la largeur est évaluée à 6 ou 8 kilomètres ; on s'est beaucoup occupé d'en arrêter la marche partout où elle était dangereuse, en fixant les sables par des semis et des plantations. Aujourd'hui, cette tâche peut être considérée comme accomplie, mais la contrée conserve son caractère spécial de forme et de composition; c'est une zone de dunes ondulées de 10 à 15 mètres de hauteur, qui laisse passer les eaux pluviales, et dont les surfaces restent stériles.

L'ensemble de la zone des dunes forme ainsi une levée littorale ; sorte de bourrelet surajouté par l'action postérieure des vents au plan de stratification du dépôt des landes.

Le véritable dépôt des landes constitue ce que l'on appelle les *grandes landes*. Son épaisseur de sables meubles n'est pas aussi considérable : 1 ou plusieurs mètres, profondeur à laquelle on trouve constamment un banc d'oxyde de fer concrétionné dans les sables. Ce banc dur, formé de plaquettes plus ou moins épaisses, quelquefois soudées en une couche continue de 0m,25 à 0m,40, est imperméable à l'eau. C'est ce que l'on appelle dans le pays l'*alios*.

Les eaux pluviales, tombant sur la surface ondulée des landes, sont arrêtées par l'alios et se rassemblent en flaques et lagunes dans toutes les dépressions.

La surface de la contrée devient ainsi marécageuse et presque impraticable après les pluies; d'où est venu l'usage des échasses. La culture, réduite aux plantations de pins maritimes, soit aux herbages spontanés de vaine pâture, aux ajoncs et genêts, laisse toute la région des landes à l'état d'une sorte de désert dans toutes les parties où l'alios est rapprochée de la surface.

Lorsque les sables sont épais de 2 ou 3 mètres au-dessus de l'alios, le sol peut être cultivé; ce sont des terres à seigle et à millet. On peut tirer parti de ces terres, surtout si les déclivités

de la surface facilitent l'écoulement des eaux ; mais lorsqu'il n'y a que 0m,50 à 1 mètre de terrain perméable, le sol reste marécageux et stérile. Pour l'améliorer, il faut nécessairement le défoncer et rompre l'alios imperméable, travail quelquefois facilité, lorsque cet alios est assez riche en oxyde de fer pour servir de minerai. Les hauts fourneaux peuvent ainsi devenir un élément d'amélioration et de culture.

Les habitants reconnaissent la position sous-jacente de l'alios d'après la végétation superficielle. Lorsque les arbres sont forts et bien développés, lorsque le sol est cultivé, le sol meuble présente une grande épaisseur ; l'alios est à plusieurs mètres de profondeur. Dans le cas contraire, les arbres sont rabougris et le sol reste couvert de bruyères ou d'ajoncs.

On suppose que la formation de l'alios résulte de décompositions et de transports moléculaires dans l'épaisseur même des sables. L'oxyde, de fer disséminé dans l'ensemble du dépôt, a été en partie désoxygéné par la végétation, puis dissous par l'acide carbonique et les acides végétaux, de manière à former des sels solubles. Les eaux pluviales ont entraîné ces sels de fer à une profondeur plus ou moins grande, où une nouvelle décomposition, produite par suroxydation, a précipité le peroxyde en plaquettes concrétionnées. De cette action est résultée la décoloration générale des sables dans la partie supérieure du dépôt, et leur agglomération en *alios* imperméable, fortement coloré par l'oxyde de fer qui s'y est concentré et formant en profondeur une couche continue.

Pour la partie des landes qui confine aux dépôts marneux et arénacés des faluns et des calcaires d'eau douce, l'amendement par le mélange des roches les plus aptes à fixer les sables et à en modifier la composition s'exécute depuis des siècles, de telle sorte que la limite des landes n'est pas marquée sur le sol par une ligne nettement tranchée, comme elle l'est sur la carte géologique ; on passe insensiblement de la région des bruyères, des ajoncs et des pins maritimes à la région des terres cultivées et fertiles qui environnent les landes.

La Bresse et la Dombes.

La Bresse est la plaine de la Saône, qui de la base de la Côte-d'Or s'étend vers Châlon-sur-Saône, où elle se développe du côté de la rive gauche et constitue jusqu'à Louhans ce que l'on appelle *la Bresse châlonnaise;* continue ensuite jusqu'à Bourg en formant la Bresse proprement dite, se joint au pays des *Dombes* et s'arrête dans la vallée du Rhône, vers les terrains tertiaires et crétacés qui encaissent l'Isère à la hauteur de Saint-Vallier.

Cette vaste plaine, de plus de 200 kilomètres de longueur avec une largeur de 40 à 60, constitue entre le Jura et le plateau central une contrée géologique toute spéciale, nettement tracée sur le sol par sa nature de plaine, entre les reliefs montagneux et par sa composition en dépôts arénacés horizontaux.

Les dépôts arénacés, qui ont comblé ce que l'on appelle souvent *le Grand Lac* de la Bresse, ont été classés dans la période tertiaire pliocène. Leur composition peut être étudiée sur les berges des cours d'eau qui ont plus ou moins entamé leur épaisseur. La Saône et le Rhône les ont entaillés de plus en plus profondément à mesure que l'on descend leur cours, phénomène qui résulte d'abord de l'inclinaison des thalwegs, mais qui est d'autant plus prononcé que l'ensemble des dépôts de la Bresse se relève progressivement du côté des Alpes. Ainsi le dépôt à la cote de 220 mètres vers Dijon, est à la cote de 320 vers Saint-Vallier.

Les coteaux qui dominent les alluvions modernes de la Saône, depuis Verdun jusqu'à Lyon, et qui se retrouvent dans les vallées du Doubs, de la Loue et de la Cuisance, présentent des escarpements de dépôts pliocènes, composés de sables plus ou moins agglutinés, plus ou moins argileux, avec des cailloux roulés formant quelquefois poudingues; parmi les cailloux dominent les quartzites blancs.

A Montmerle et en face de Villefranche, on voit les collines arénacées pliocènes s'avancer de l'intérieur de la Bresse jusqu'au bord de la Saône; on retrouve ces collines au-dessus de

Trévoux, Neuville, etc., et leurs pentes montrent toujours une grande épaisseur de sables jaunâtres agglutinés, surmontés de bancs avec cailloux et poudingues.

A Lyon, ce terrain de transport présente de même, à la partie inférieure, des sables agglutinés, mais les cailloux roulés et des bancs épais de poudingues solides recouvrent ces sables et forment des escarpements et des terrasses très-prononcés. Les cailloux constituants, souvent très-gros de ces poudingues, appartiennent à des roches alpines mélangées avec quelques gneiss du Forez.

M. Elie de Beaumont a étudié ces dépôts de transport : à Saint-Fons où ils sont superposés en bancs puissants à la mollasse tertiaire exploitée comme pierre de construction ; au sud de Vienne, où les cailloux et les poudingues sont superposés à des sables micacés. Il les a suivis au sud de la plaine caillouteuse qui s'étend de la côte Saint-André à Saint-Rambert, vers les coteaux de la tour d'Albon et ceux qui séparent Creure de Saintuze ; enfin dans la vallée de la Galaure, où ils couronnent un plateau qui s'élève à 320 mètres d'altitude.

Le dépôt tertiaire de la Bresse est donc un dépôt puissant, dont la surface entaillée et modelée par les eaux superficielles présente des ondulations marquées, mais dont l'ensemble conserve le caractère de pays de plaines.

Sur beaucoup de points, ces dépôts arénacés alternent vers leur partie supérieure, avec des couches argileuses, dans lesquelles on trouve des bancs et des accumulations de lignites ligneux, notamment aux environs de la Tour-du-Pin et de Bourgoin.

La surface de cette vaste plaine, après ce remplissage par des dépôts arénacés, a été soumise aux actions des eaux de la période alluviale ; elle a été découpée en nombre de points et sa composition remaniée dut subir quelques modifications. Mais ce diluvium des plateaux est composé aux dépens des strates pliocènes, de telle sorte que dans beaucoup de parties les surfaces sont sablonneuses et caillouteuses ; dans d'autres les sables et cailloux superficiels reposent sur des couches argileuses situées

à faible profondeur, dans d'autres c'est l'argile elle-même qui forme le sol.

La nature imperméable de ces couches argileuses a rendu le sol d'autant plus marécageux, qu'il présente des surfaces ondulées, sans que les pentes soient assez prononcées et assez régulières pour l'écoulement des eaux. De là une multitude de marais, d'étangs et de lagunes.

Les mémoires publiés en 1830 par M. Elie de Beaumont sur le terrain d'atterrissement le plus ancien des vallées de l'Isère, du Rhône, de la Saône et de la Durance, présentent un grand intérêt; on y voit naître la découverte et les observations de la géologie moderne qui analyse les dépôts dans tous leurs détails de composition et de stratification.

Se plaçant au point où l'Isère débouche des Alpes, Elie de Beaumont signale les masses de cailloux roulés, plus ou moins agglomérés, dont les stratifications peu appréciables, mais évidemment dans leur situation d'origine normale, recouvrent indistinctement les tranches des stratifications inclinées des mollasses tertiaires ou des calcaires crétacés. On voit ces dépôts arénacés, le long des montagnes de la grande Chartreuse, en alternances dont les assises sont à peine distinctes, coupées, sur de grandes hauteurs, par les thalwegs actuels.

Parmi les galets, on trouve des quartzites, des roches amphiboliques et serpentineuses, des variolites du Drac, des silex et des calcaires bien connus dans les parties adjacentes des Alpes. On peut suivre ce dépôt en descendant vers Lyon, Vienne et Saint-Vallier, et là, du sommet des collines qui en sont formées, on aperçoit le massif du mont Blanc et des montagnes voisines presque jusqu'à sa base, par l'échancrure ouverte entre les montagnes de la grande Chartreuse et l'extrémité méridionale du Jura.

Ainsi on voit en quelque sorte ce grand dépôt, dont presque tous les éléments attestent l'origine alpine, descendre depuis la base de la chaîne des grandes Alpes jusqu'au Rhône. La route que ces matériaux ont suivie n'est pas moins évidente que leur origine.

M. E. de Beaumont conduit ensuite l'observateur dans la vallée de la Saône; il lui fait suivre les dépôts de la Bresse, bordant la rive gauche de collines élevées dont les versants rapides montrent des terrasses de sables et de cailloux roulés, éléments plus petits, avec plus de sables jaunes agglutinés, mais dérivant toujours de la même origine. A Neuville, à Trévoux, à Beauregard, à Montmerle, et près d'Orme entre Tournus et Châlons, les collines de la Bresse s'avancent vers la Saône, bien au-dessus des plaines formées par les alluvions actuelles, puis s'abaissent vers Châlons et vont buter contre la Côte-d'Or, dont elles semblent baigner la base.

Si l'on part des plateaux supérieurs, couverts par les dépôts de transports alpins, aux environs de Roybon et de Voiron, on constate qu'ils sont là à des altitudes de 7 et 800 mètres. Le niveau s'abaisse à mesure que l'on marche vers le Rhône et la Saône; au nord-est de Saint-Vallier leur altitude est de 320 mètres. Au sud-est de Dôle et à Dijon l'altitude de ces mêmes dépôts, en nappes horizontales, n'est plus que de 220 et 217 mètres, de telle sorte que le courant qui les entraînait et les stratifiait devait probablement trouver une issue vers la crête de partage qui sépare les eaux du Doubs des eaux du Rhin; le mouvement hydrographique était inverse de ce qu'il est aujourd'hui.

Il ne faut pas voir dans les alluvions de la Bresse l'influence d'un seul courant; il y en a eu évidemment plusieurs, et le pays des Dombes, entre le Rhône et la Bresse, en représente un tout spécial.

La *Dombes* est un plateau pliocène, situé au sud de la Bresse, mais dont il se distingue par sa configuration et par la composition du sol. Les points culminants de ce plateau sont rapprochés de la coupure du Rhône, vers le Montellier; entre Meximieux et Villars, leur altitude est de 300 mètres et plus, soit environ 150 mètres au-dessus du Rhône, de la Saône et de l'Ain. Cette position de la ligne de faîte détermine des cours d'eau courts et rapides vers le Rhône et l'Ain; ceux qui se diri-

gent vers la Saône et la Veyle, bien que plus longs, ont encore une pente torrentielle de près d'un millimètre par mètre.

Il semblerait qu'une contrée ainsi modelée devrait avoir des eaux rapides et constituer un pays d'irrigation et de prairies dans les conditions les plus favorables. Il n'en est rien, le sol apparait couvert d'étangs, pauvre, insalubre ; la population, amoindrie et clair-semée, y est faible et maladive.

Ces conditions désastreuses, développées par l'incurie des habitants, qui ont trouvé plus facile de multiplier et d'aménager les étangs que de cultiver le sol, résultent de sa nature peu perméable. Le sol est composé d'un diluvium argilo-sableux, ténu et presque imperméable, de sables siliceux ferrugineux, avec tendance à se concrétionner comme l'alios des landes. Ce diluvium forme donc un premier sous-sol imperméable, superposé à un sable micacé et calcaire, couche perméable et distincte partout où elle affleure, par ses conditions de fertilité.

Malheureusement la première couche, composée d'éléments fins, tassés et imperméables, qu'on appelle *le béton de la Dombes*, en couvre la plus grande partie ; c'est cette couche qu'il faudrait défoncer profondément et amender par le marnage. De grands efforts ont été faits en ce sens depuis quelques années, l'intervention des chemins de fer ayant démontré que l'amélioration et l'assainissement de la Dombes pouvaient être obtenus par l'amendement du sol et la destruction des étangs.

Considéré dans son ensemble, le terrain de la Dombes est un terrain de transport. On y trouve non-seulement des cailloux roulés, mais des blocs de roches alpines, quartzites et schistes quartzeux amphiboliques. C'est une variété des grandes alluvions de la Bresse.

Sa forme est également toute spéciale : elle présente, en effet, une arête culminante, suivant la direction de la partie du Rhône qui la borde au sud, cette arête représentant le sommet d'un véritable cône de déjection composé de roches alpines et jurassiques dont le broyage atteste un long transport. M. Cezanne

attribue ces grands transports à l'ère torrentielle d'une période glaciaire ; il en décrit les formes dans les termes suivants :

« La carte de l'état-major représente le pays des Dombes comme un plateau complétement couvert par les étangs, et l'on serait d'abord tenté de croire qu'il n'offre aucune pente sensible; mais, circonstance singulière, tous ces étangs ont la forme de rectangles allongés dont les grands côtés sont orientés suivant des lignes droites qui divergent d'un centre commun situé vers Pérouge. Si l'on promène sur la carte une règle dont une extrémité reste fixée vers ce point central, tandis que l'autre extrémité décrit un arc de cercle, on voit tous les étangs s'aligner successivement le long de la règle, c'est-à-dire suivant les rayons d'un cercle. Si l'on mesure ensuite les cotes d'altitude de ces étangs, disposés d'une manière si singulière en éventail, on s'aperçoit qu'ils s'abaissent régulièrement en s'éloignant du centre commun : c'est-à-dire que la carte représente la *projection horizontale d'un cône.* »

Cette disposition du cône de déjection du pays des Dombes vient à l'appui de l'hypothèse d'un barrage qui aurait existé vers Lyon, en déterminant un lac qui s'étendait jusqu'à la base de la Côte-d'Or. La surface de ce lac aurait été environ dix fois celle du lac de Genève, et les débâcles qui s'y sont produites suffiraient pour expliquer les dépôts alluviens et les érosions profondes dont on trouve l'expression en aval de Lyon jusque vers Saint-Vallier.

En descendant le Rhône on trouve des expressions encore plus saisissantes de l'action de l'ère torrentielle.

La Crau.

La Crau est une plaine *triangulaire*, dont la base est formée par la ligne des terrains marécageux et des étangs qui terminent la Camargue sur la rive gauche du Rhône, depuis Arles jusqu'à Fos. Cette base borde par conséquent le canal d'Arles à Fos et à Bouc, sur une longueur de 40 kilomètres environ. Le

sommet du triangle se trouve vers Salon, situé à 25 kilomètres de distance de l'étang de Landres.

Cette vaste plaine est entièrement couverte de gros galets entassés, dont les interstices sont remplis par des terres rougeâtres, argileuses. La surface est une plaine de cailloux bien distincte des surfaces limoneuses de la Camargue; elle était désignée par les Romains sous la dénomination de *campus lapideus*.

La Crau n'est pas horizontale. Près de Salon, son altitude est de 40 mètres, de telle sorte que, sa base vers l'étang de Landres étant à 1 mètre environ au-dessus du niveau de la mer, la pente générale est de 39 mètres sur 25 kilomètres, soit 0^{m},00156 par mètre.

Le plan incliné de la Crau coupe, par conséquent, le plan horizontal des eaux de la Camargue sous un angle de 5′ 25″, et si l'on creuse un puits dans les alluvions limoneuses de la Camargue, on peut calculer à l'avance la profondeur à laquelle on rencontrera les cailloux sous-jacents de la Crau, car ces cailloux roulés se retrouvent sur la rive droite du Rhône, en dessous de Nîmes et de Montpellier.

Ainsi, les dépôts qui constituent la Crau, représentent une formation distincte des alluvions de la Camargue qui appartiennent aux phénomènes de l'époque actuelle.

Les gros galets et cailloux arrondis qui l'ont formée, ont été l'objet d'observations nombreuses, sous le double rapport de leur forme et de leur composition. Marcel de Serres faisait surtout remarquer les dimensions considérables des galets ; il les avait désignés par des dénominations spéciales ; celles de *péponaires* et de *cucurbitaires* caractérisaient les plus grandes dimensions. Leur composition indique d'une manière certaine les Alpes comme point de départ. Les quartzites constituent, en effet, les neuf dixièmes et les plus volumineux de ces galets ; le reste comprend des quartz translucides de filons, des amphibolites et même des variolites, des granites et porphyres, quelques petits galets de grès rouges et de calcaires noirs.

L'ensemble de ces roches est essentiellement alpin, mais les

phénomènes qui les ont charriées ne peuvent être attribués au Rhône, et M. C. Martins, remontant la vallée de la Durance depuis le pertuis de Lamanon jusqu'à Sisteron, a démontré que les points de départ des galets de la Crau étaient les Alpes dauphinoises. « La Crau est, dit-il, formée par de grands courants diluviens qui ont suivi la vallée de la Durance et couvert des débris qu'ils ont charriés toute la plaine du bas Rhône ; c'est un immense *cône de déjection* qui a couvert 980 kilomètres carrés ; c'est un *grand delta incliné.* »

Les terres rougeâtres qui remplissent les interstices des galets de la Crau sont empruntées aux fissures des calcaires crétacés, néocomiens et jurassiques.

Les grandes alluvions. La tourbe.

Tous les grands thalwegs présentent deux formations d'alluvions distinctes : les alluvions que l'on peut appeler *actuelles*, c'est-à-dire dont les sables, graviers et cailloux roulés sont en rapport avec le volume et la rapidité des eaux dans leurs plus grandes crues ; ces alluvions sont superposées aux alluvions *anciennes* qui ont couvert les plus larges parties et les plus hauts niveaux, et sont en partie composées de cailloux, de galets ou même de blocs que les eaux actuelles ne sauraient déplacer.

La comparaison de ces deux alluvions, comme composition, comme développement et comme niveau, indique qu'il a existé une époque où les eaux courantes, dans ces thalwegs, avaient un volume plus considérable et par conséquent une rapidité plus grande que les cours d'eau actuels, même aux époques de leurs plus grandes crues.

A l'époque des *grands fleuves*, les dépôts se sont étendus dans certaines anses, anfractuosités et extensions des thalwegs, où les eaux étaient plus tranquilles ; on y trouve des débris des grands animaux qui habitaient alors les vallées. Les ossements de l'*elephas primigenius*, du renne, etc., indiquent une faune différente de celle d'aujourd'hui, et déjà cependant on trouve dans ces

mêmes alluvions comme preuve de l'existence de l'homme, les silex taillés de l'*âge de la pierre*.

Les études faites dans les cavernes nous montrent également l'homme des premiers âges contemporain du renne, de l'ours des cavernes, de l'aurochs et même de l'éléphant. L'homme a donc existé à l'époque des grands fleuves ou du moins vers la fin de cette époque. Il est antérieur aux petits cours d'eau et aux alluvions actuelles, et par suite aux phénomènes géologiques de cette dernière période. Parmi ces phénomènes celui des *tourbières* est le plus général.

La formation des tourbes dans les vallées actuelles est, en effet, postérieure aux grandes alluvions. M. Belgrand a démontré cette postériorité par une étude très-détaillée des alluvions dans le bassin de la Seine.

« Avec les tourbes apparaissent, dit-il, sans transition aucune, les débris fossiles des animaux domestiques, les instruments en pierre non plus simplement taillée, mais polie, et plus tard en métal ; les restes de l'éléphant et du renne ne se rencontrent plus. Les premiers rudiments de civilisation paraissent donc être la conséquence d'un adoucissement subit du climat qui a apporté en même temps une profonde modification dans le régime des eaux. »

La tourbe est en effet un témoignage de l'état de repos qui caractérise l'époque actuelle ; sa formation exige l'intervention des eaux tranquilles, elle est incompatible avec celle des grands courants qui l'ont précédée dans les vallées où elle se trouve.

Pour que la tourbe se produise dans une vallée, il faut que cette vallée soit large, à surface plane, de telle sorte que les eaux y coulent lentement ; il faut que les crues ne soient pas assez violentes pour interrompre l'action du tourbage, en entraînant les végétaux aquatiques qui tendent toujours à se développer sous une lame d'eau animée d'une très-faible vitesse.

« Or, dit M. Belgrand, les grands cours d'eau de l'âge de pierre n'ont jamais pu produire de tourbes au fond des vallées du bassin de la Seine, puisque leurs eaux étaient non-seulement limo-

neuses, mais encore assez violentes pour remanier les sables et les cailloux de leurs lits. C'est après le travail de l'abaissement des lits, lorsque le climat s'est adouci, lorsque les fleuves immenses qui coulaient dans les vallées sont devenus des ruisseaux ; en un mot, quand certains cours d'eau sont devenus assez tranquilles pour ne plus entraîner même le limon, que la tourbe a commencé à tapisser le fond de ces vallées. »

Les cours d'eau dont le thalweg est imperméable, ont toujours empêché la formation des tourbes : telles sont les alluvions des grands affluents de la Seine supérieure, l'Yonne, la Cure, le Cousin, le Serein dans leurs thalwegs granitiques ; tels sont la Marne, l'Armançon, la Brenne, le Serein, la Cure et l'Yonne dans les thalwegs liasiques ; l'Armance, l'Hozain, la Barse, la Voice, la Chée, l'Aisne dans les parties de thalwegs qui traversent le terrain crétacé inférieur.

Lorsque, au contraire, les terrains sont perméables, lorsque les eaux pluviales pénètrent dans le sol avant de ruisseler au fond des vallées, les crues ne sont ni violentes ni troubles, les vallées deviennent dès lors aptes à la formation des tourbes. Dans les terrains oolithiques, cette aptitude, qui n'existe pas si les vallées sont étroites et rapides, se manifeste lorsqu'elles s'élargissent dans les couches molles des terrains oxfordiens ; de là les marais tourbeux de Courcelles, près Châtillon, dans la vallée de la Seine ; de Riel-les-Eaux, dans la vallée de l'Ourcq ; de Gevrolles, dans la vallée de l'Aube, etc. La craie blanche supporte les tourbières de la Picardie. Les marais des vallées de la Vanne, de la Somme-Soude, de la Seine entre Troyes et Nogent, etc., ont le même gisement. Les sables de Fontainebleau et les cailloux de la Beauce supportent les tourbières des vallées de la Juinne et de l'Essonne.

Cette étude de M. Belgrand donne un intérêt tout particulier à tous les gîtes de tourbe. Il faut en distinguer les tourbes des marais émergés qui se trouvent dans les fonds de certains plateaux du Morvan, des Vosges ou de toute autre contrée schisteuse ou granitique. Ce sont de petites formations locales qui

démontrent que la formation de la tourbe dépend exclusivement des conditions des eaux et que celles des terrains sous-jacents ne réagissent que par leur nature perméable ou imperméable.

On ne peut rien dire sur l'âge géologique des tourbes en pays de montagnes, mais les tourbières des vallées représentent évidemment des actions récentes dans lesquelles on ne doit pas être étonné de trouver des débris d'animaux actuellement existants, ni même des débris attestant la présence de l'homme, ainsi que cela est souvent arrivé.

Les alternances des couches de tourbes et de sables correspondent à des débâcles qui ont interrompu l'état normal ; ces sables, en général fins et même limoneux, indiquent que les passages d'eaux sédimentaires qui ont ainsi interrompu le tourbage des vallées, résultaient de courants qui ne différaient guère de ceux des grandes crues de notre époque.

On a dit avec raison que le tourbage était un phénomène qui se continue de notre temps et sous nos yeux. Dans les marécages, dans les tourbières qu'on peut appeler *en activité*, se développent de nombreuses mousses dites *sphaignes* qui absorbent des quantités d'eau considérables et semblent la respirer. Ces mousses s'accumulent, se superposent, et leurs débris, joints à ceux de quelques autres plantes aquatiques, se stratifient au fond des marécages.

Les dépôts alluviens, concordant avec le régime hydrographique actuel, ont succédé à ceux de l'époque glaciaire. La température de la surface du globe a changé à la suite de phénomènes qui nous échappent et dont nous ne voyons que les résultats : les glaces disparaissent, le volume des eaux courantes diminue progressivement, la faune tend à se modifier et l'homme apparaît. Cependant les fleuves étaient encore bien grands, puisqu'on trouve les silex taillés dans les alluvions qui occupaient toute la largeur des thalwegs, qui étaient formées de cailloux plus gros que ceux qui peuvent être charriés aujourd'hui, et dans des positions où ne peuvent atteindre les plus grandes crues actuelles.

Ainsi les premiers hommes ont vu les derniers temps de la période glaciaire, ils ont vu les grands fleuves diminuer progressivement, les lagunes et les marais des vallées se couvrir de tourbes, ils ont chassé le renne, l'aurochs et probablement l'éléphant *primigenius;* ils ont disputé les cavernes à l'ours *spelæus* et assisté à la disparition progressive de cette faune, remplacée par celle de nos animaux domestiques.

Quelle immense période a été nécessaire pour toutes ces transformations, et combien a dû être lente la conquête de la surface du globe par la race humaine!

Les grandes vallées démontrent la longueur de cette période par les transformations successives des alluvions et des thalwegs. Il a fallu, en effet, un temps bien long pour que les cours d'eau actuels aient pu creuser leurs nouveaux thalwegs dans les grandes alluvions, en faisant le triage des éléments, entraînant les graviers, sables et limons, laissant en place ou traînant très-lentement les cailloux.

L'étude des alluvions dans nos grandes vallées révèle l'historique de ces modifications successives. Les périodes anciennes et violentes y sont représentées par des graviers avec cailloux et blocs roulés, parmi lesquels on reconnaît des roches appartenant aux sommités les plus éloignées du bassin de réception. Les périodes tranquilles sont représentées par des sables fins, souvent ferrugineux, et par des limons, gris ou rougeâtres; des alternances répétées de couches de cailloux roulés avec des sables fins limoneux, indiquent des variations successives et très-différentes de la vitesse des cours d'eau.

On remarque en outre que, dans une vallée, les eaux se sont portées tantôt à droite, tantôt à gauche, se creusant ainsi des thalwegs différents que l'on a pu distinguer dans certains cas, lorsque des travaux ont entaillé transversalement les alluvions anciennes et modernes.

C'est ainsi que les travaux exécutés dans la vallée de la Vanne ont mis M. Belgrand à même de tracer l'historique du cours d'eau qui en occupe le thalweg. A l'époque des grandes allu-

vions, le cours d'eau couvrait un thalweg de 1 160 mètres de largeur à Chigy, point sur lequel il déposait des graviers caillouteux. En cessant d'être violente, la Vanne est devenue subitement limoneuse, second état attesté par une couche de limon gris superposée aux graviers. Le débit paraît être ensuite tombé subitement au débit actuel et le thalweg des eaux courantes s'est trouvé réduit à 11 mètres de largeur. Ce petit volume d'eau a divagué sur un lit cent fois trop large et la période des tourbes a commencé, le marais tourbeux de la Vanne s'est établi.

Un dépôt de limon rouge, mêlé de quelques petits cailloux résultant des actions actuelles, s'est ensuite superposé à la tourbe, en indiquant par ses positions diverses les divagations successives du thalweg.

En constatant ces grandes variations des eaux et de leurs dépôts dans la petite vallée de la Vanne, M. Belgrand ajoute avec raison : Quelles ont dû être ces variations pour les grandes rivières !

Les causes actuelles.

Il y a une vingtaine d'années, une discussion s'était engagée entre les géologues : les uns, partisans des causes actuelles, attribuaient à des phénomènes analogues aux actions sédimentaires et aux actions volcaniques que nous voyons s'exercer, l'état de forme et de composition de la surface du globe ; les géologues anglais soutenaient particulièrement cette thèse. Les autres, suivant de préférence les idées de M. Elie de Beaumont, admettaient que la surface du globe avait été couverte et modelée par des actions sédimentaires, exercées pendant une série de périodes tranquilles, séparées par des révolutions du globe, c'est-à-dire par des soulèvements et des éruptions qui s'étaient produits d'une manière générale suivant tels grands cercles de la sphère, et qui avaient par conséquent affecté toute la surface.

La réalité est probablement entre ces deux hypothèses trop absolues. Nul doute qu'il n'y ait eu dans les régions des Alpes et

des Pyrénées des mouvements du sol, violents et assez étendus pour qu'on puisse leur donner le nom de *révolutions du globe;* mais les mouvements graduels et progressifs ont eu la plus grande part pour déterminer les relèvements des dépôts successifs et l'émersion des bassins sédimentaires de la Seine ou de la Gironde. Nous avons eu occasion de constater l'intervention de ces mouvements par les stratifications transgressives des divers étages dans presque tous les bassins.

Les actions érosives et sédimentaires qui ont couvert la surface du globe de dépôts successifs, sont représentées à l'époque actuelle par des phénomènes nombreux d'érosions et de sédimentations. Dans toutes les grandes vallées de la France on trouve les traces d'une série plus ou moins prononcée de ces phénomènes; la vallée du Rhône en est l'expression la plus complète.

Le bassin de réception du Rhône est en Suisse, et la France ne le reçoit qu'épuré des érosions supérieures par son passage dans le lac de Genève; mais les bassins de réception de l'Isère et de la Durance sur la rive gauche, de l'Ardèche et du Gardon sur la rive droite, fournissent des éléments sédimentaires bien plus actifs que ceux qui pourraient être amenés des régions suisses.

Nous avons donné précédemment quelques détails sur l'action des eaux dans ces régions montagneuses et élevées. Cette action est à la fois d'érosion et de transport : érosion de toutes les parties qui, par leurs formes, leur composition et leur structure, sont attaquables par les eaux courantes; transports dans les thalwegs des blocs, cailloux roulés et graviers.

La première expression de cette double action d'érosion et de sédiment est le *torrent*, composé d'un *bassin de réception* dans lequel les eaux se rassemblent en provoquant l'écroulement de toute roche qui n'a pas les conditions de stabilité et de résistance; le *canal d'écoulement*, par lequel les débris sont roulés et transportés; le *cône de déjection*, formé lorsque le torrent aboutit dans une vallée de faible pente.

La figure 116, empruntée à l'ouvrage de MM. Surell et Ce-

zanne sur les torrents, représente le torrent d'Embrun et met en évidence cette double action ; le bassin de réception, disent-ils, dévore la montagne et le cône de déjection encombre la vallée.

Fig. 116. — VUE DU TORRENT D'EMBRUN (Surell et Cezanne).

Cet exemple, dessiné sur un cas particulier, exprime parfaitement les conditions générales d'un torrent ; on voit vers les sommités s'ouvrir le bassin de réception dans lequel se rassemblent les eaux en temps de grandes pluies et d'orages ; le canal d'écoulement étroit et rapide ; puis le cône de déjection, étendu sur le fond de la vallée transversale, repoussant le cours d'eau qui entame transversalement sa base et entraîne au loin les graviers et les cailloux qu'il peut transporter.

Les eaux des rivières torrentielles, gonflées par la fonte des

neiges ou par des orages, entraînent les graviers, les cailloux et les blocs sur les pentes rapides de leurs thalwegs, mais s'il se trouve sur leur parcours des parties élargies, dont les fonds sont nivelés par les alluvions, le thalweg s'exhausse incessamment par les dépôts de chaque année, les torrents latéraux y amènent leurs érosions et la rivière se déverse tantôt d'un côté, tantôt de l'autre. Rien de plus triste que ces plaines où divague une rivière torrentielle, détruisant la végétation et laissant partout des grèves de sables et de cailloux. Si la durée d'un torrent était indéfinie, la somme de ses déjections serait en quelque sorte un diagramme qui permettrait d'en mesurer l'âge.

En étudiant les torrents et les rivières torrentielles de l'Isère, M. Scipion Gras est arrivé à conclure que le reboisement ne pouvait avoir que des effets insuffisants et très-lents, tandis qu'on pouvait en peu de temps arrêter par des digues les ravages des eaux. « Le meilleur système à suivre est, dit-il, de partager le cours d'eau d'une rivière torrentielle en plusieurs bassins successifs, alternativement destinés à servir les uns de lit de déjection, les autres de lit d'écoulement. On arriverait à cette division en construisant en travers de la rivière, de distance en distance, une série de grands barrages submersibles, convenablement placés. Les lits de déjection seraient en amont des barrages et les lits d'écoulement en aval. Les eaux divagueraient librement dans toute l'étendue des premiers, elles seraient au contraire encaissées dans le parcours des seconds. »

De temps immémorial les populations des plaines traversées par les rivières torrentielles ont cherché à se protéger contre l'invasion des cailloux roulés et des blocs par des barrages et par des endiguements destinés à fixer le chenal du cours d'eau. Sous ce rapport, il n'est pas d'exemple plus instructif que les travaux de protection entrepris et incessamment poursuivis en amont de la plaine du Bourg-d'Oisans, qui a 12 kilomètres de longueur sur 1 600 mètres de largeur moyenne.

Cette plaine est une partie du lit de la Romanche, nivelée par ses alluvions et ayant conservé une pente moyenne de 0m,002

par mètre. En amont, deux rivières torrentielles y entrent en se rejoignant; c'est d'abord la Romanche, qui a pris sa source au bas des glaciers de Villars-d'Arene, à 26 kilomètres au-dessus du Bourg-d'Oisans, où elle arrive par une vallée étroite et escarpée avec une pente moyenne de 0m,034; c'est en second lieu le Venéon, sorti du cirque de la Berarde, à 25 kilomètres en amont, encaissé dans une vallée abrupte dont la pente est de 0m,040 par mètre. Ces deux rivières se joignent en tête de la plaine du Bourg-d'Oisans, dont ils rencontrent le plan nivelé avec une pente réduite à 0m,002. Aussitôt ces eaux torrentielles déposent les graviers et cailloux qu'elles charrient, et il a fallu protéger la plaine par des digues transversales assez élevées et assez fortes pour contenir ces dépôts. Une lutte incessante est aujourd'hui nécessaire pour arrêter les déjections torrentielles, et les eaux de la Romanche, augmentées du Venéon, ont dû en outre être endiguées sur presque toute la longueur de la plaine, de telle sorte que le chenal restât fixe.

La vue ci-contre du Bourg-d'Oisans (fig. 117) met en évidence le contraste du fond plat des alluvions avec les versants abrupts qui encaissent la vallée.

Ce versant, de Villars-Eymond jusqu'au delà du Bourg, vers Allemond, est particulièrement intéressant en ce qu'il présente la succession géologique des roches, depuis les granites et gneiss de la base du côté de Villars-Eymond, jusque vers le lias qui, vers l'extrémité opposée, montre ses stratifications dénudées et excavées par les torrents.

Du côté des roches granitiques, la base du versant semble coupée presque verticalement, et pourtant ces roches solides résistent aux actions atmosphériques; on y monte difficilement pour atteindre par exemple les affleurements du filon de Lagardette, indiqués au-dessous d'un bois de pins.

Aux roches quartzo-schisteuses qui succèdent, sont superposés des calcaires gris et noirâtres attribués aux lias, et aussitôt les parois et la base du versant prennent un tout autre aspect.

De la cime à la base, la plus grande partie est sillonnée par

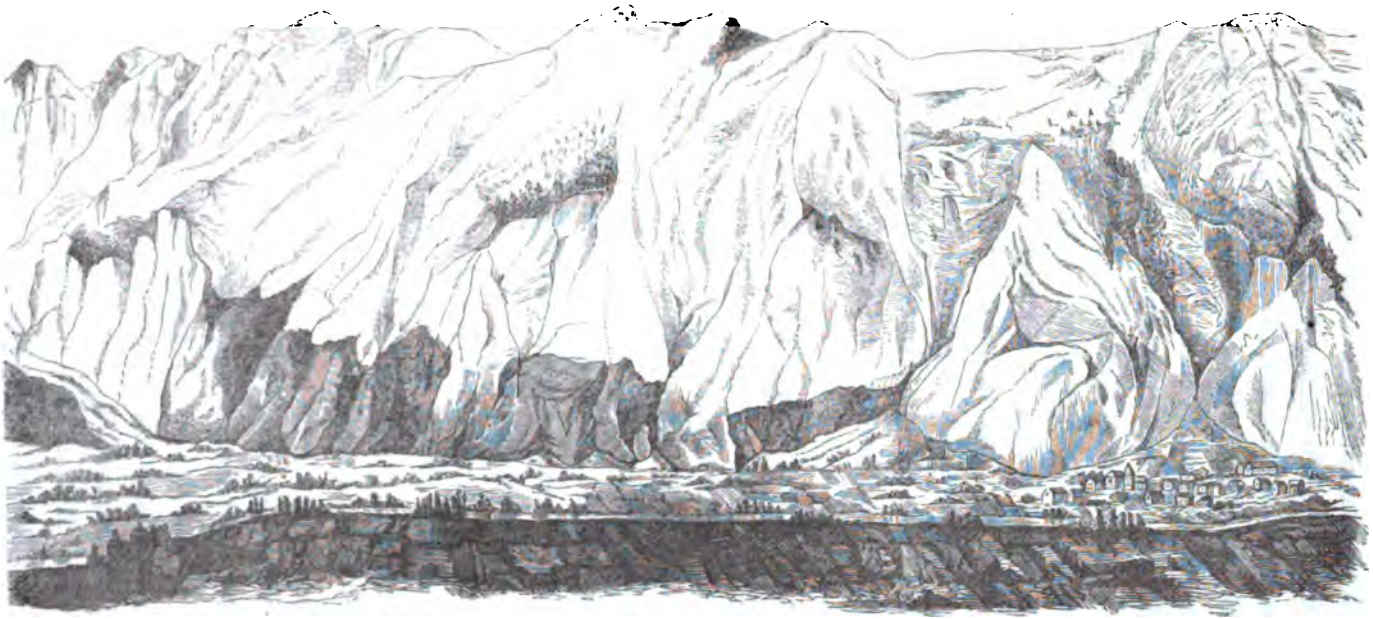


Fig. 117. — VUE DE LA VALLÉE DU BOURG-D'OISANS.

Le fond de la vallée, large en cet endroit de 1500 mètres, est une plaine alluviale. Les montagnes de Villars-Eymond sont formées de granites, gneiss et quartzites, dont les escarpements abrupts encaissent la rive droite de cette plaine. Au-dessus du Bourg-d'Oisans, des alternances multiples de calcaires et d'argiles schisteuses appartenant au lias présentent, à partir des crêtes les plus élevées, de grandes cassures conchoïdales et s'écroulent en formant dans la vallée des cônes de déjection. Le Bourg-d'Oisans est bâti sur un de ces cônes.

des traînées d'éboulement; rien n'est stable dans les parties concaves, et à la base de chaque rigole se trouve un cône de déjection plus ou moins apparent, suivant l'étendue du bassin de réception des eaux. Ces surfaces à stratifications multiples se délitent et s'écroulent chaque année.

Le Bourg-d'Oisans est construit sur le cône de déjection d'un ancien torrent, les habitants ayant cherché sur sa déclivité des altitudes suffisantes pour échapper aux inondations de la Romanche. Plus loin, de petits cônes qui correspondent à de grandes cassures conchoïdales ouvertes dans le lias sont en voie d'accroissement. La double lutte soutenue contre l'écroulement des versants et contre l'envahissement de la vallée par les cailloux roulés des eaux d'amont rend cette localité classique.

Dans toutes les parties des Alpes on trouve les populations obligées de lutter par les mêmes moyens contre l'action des eaux, les torrents déterminant des avalanches de pierres qui sont remaniées par les rivières torrentielles. Toutes les vallées dans lesquelles coulent ces rivières présentent des parties larges où les alluvions stratifiées ont formé des fonds plats sur lesquels divaguent les eaux courantes toutes les fois qu'elles n'ont pu y creuser un thalweg assez profond.

Ces plaines de cailloux, dont le plan horizontal contraste avec les versants escarpés qui les encaissent, sont une expression de l'action sédimentaire toute différente de celle des torrents.

Ceux qui ont parcouru les vallées du Drac, de la Romanche, de l'Isère, de la Durance et de tant d'autres rivières torrentielles, ont pu constater que leur thalweg se composait d'une succession de larges ouvertures à surfaces nivelées par les dépôts, réunies par des goulets et pertuis étroits où les pentes plus rapides et le peu de largeur des thalwegs maintiennent aux grandes eaux une grande puissance de transport.

Dans les plaines caillouteuses nivelées par les actions d'érosion et de transport, le géologue trouve des échantillons de toutes les roches situées en amont. Il sait d'avance, en remontant

la vallée, quelles sont les masses minérales qu'il rencontrera.

Les cailloux roulés, graviers, sables et limons que peuvent transporter les rivières torrentielles sont déversés dans le thalweg des fleuves, dont la pente est toujours moindre. Là les gros éléments restent en place ou ne seront transportés qu'à l'époque des grandes crues, les petits seront charriés vers les estuaires et les deltas des embouchures.

Dans leur état normal, ces grands cours d'eau ont peu d'action sur leur fond ; d'après la nature du gravier qui le forme et d'après les cailloux qui restent en place, on peut apprécier quelle est leur force de transport, et l'on voit que c'est seulement aux époques de grandes crues que cette force est appréciable. Les eaux coulent alors chargées d'un limon dont on peut mesurer la proportion et les graviers entraînés sur le fond vont avec ces limons se déposer dans les régions où les pentes se réduisent et s'annulent.

Le thalweg des grands fleuves, comme celui des rivières torrentielles, présente des séries de larges méplats, réunis par des parties où la vallée est plus resserrée avec des pentes plus sensibles. De là des plaines qui tendent continuellement à être surexhaussées par les dépôts, sur lesquelles les fleuves se divisent et divaguent, le chenal subissant des changements fréquents après les grandes crues. Les vallées du Rhône et de la Loire présentent des exemples assez nombreux de ces méplats facilement appréciables sur les cartes par les divisions multipliées et les divagations du fleuve.

Les dépôts du Rhône, tantôt sableux, tantôt limoneux, vont se stratifier dans le delta qu'ils ont formé. Suivant le régime du fleuve, les dépôts, formés d'éléments plus ou moins distincts, s'accumulent de préférence dans telle ou telle localité, et leurs stratifications sont disposées en zones successives indiquant les crues qui les ont apportées. Les paysans de la Camargue ont une grande expérience à cet égard et disent, en examinant les zones : « Celle-ci est due à une crue de l'Isère; cette autre à une crue de la Durance, » car la nature minéralogique du dépôt n'est pas la même pour les deux provenances.

Les causes actuelles sont celles qui ont agi postérieurement aux grandes alluvions et par conséquent après la période glaciaire. Les terrains ou dépôts que nous pouvons leur attribuer sont par conséquent ceux dont la formation peut résulter des actions sédimentaires qui agissent sous nos yeux, en supposant ces actions prolongées pendant des milliers d'années. On a parlé par exemple de trente mille années comme pouvant représenter les actions des causes actuelles.

Où chercher la mesure de la période actuelle de stabilité marquée, sous le rapport paléontologique, par le développement des races humaines? On a proposé les zones de dunes sablonneuses formées par l'action des vents sur certaines côtes, les dunes de Gascogne par exemple, ou celles qui se sont développées au nord, depuis Boulogne jusqu'au delà de Dunkerque. Il est bien difficile de trouver là une mesure, car les premières dunes ont exigé certainement beaucoup plus de temps pour se former que celles qui développèrent ensuite la largeur de la zone, et cette zone, ayant atteint un certain développement, a dû ralentir sa marche par le fait même des obstacles qui résultent de la succession des lignes; l'action des vents s'amortit sur tous ces monticules d'égale hauteur, et les dernières lignes de dunes finissent par rester stables.

L'action des eaux a plus de valeur parce qu'elle est constante; parce qu'elle s'exerce en amont, par érosion dans des régions élevées, et qu'il faut bien qu'elle entasse dans les régions d'aval les sables et les limons qu'elle a produits.

Si par exemple on pouvait obtenir le cube approximatif des sables et limons déposés dans le delta du Rhône, on obtiendrait une évaluation qui, sans être bien sûre, aurait cependant une base plausible.

Les alluvions sableuses du delta du Rhône ont succédé subitement aux alluvions caillouteuses de la Crau, c'est une condition hydrographique nouvelle qui a remplacé une autre sans aucune transition.

La Crau était donc une vaste plaine, une mer de cailloux

qui ont été étendus avec une diminution progressive de grosseur, mais sans changement de composition, depuis le pertuis de Lamanon jusqu'au delà de Nîmes et de Montpellier ; cette plaine était sillonnée par un thalweg dont il serait possible de déterminer la situation et la profondeur au-dessous des alluvions limoneuses qui ont couvert le diluvium caillouteux.

La Crau présente vers le thalweg supposé une pente d'environ $2^m,50$ par kilomètre, ce qui indiquerait vers le milieu de l'étang de Valcarès au moins 60 mètres de dépôt. On ne saurait comparer le temps nécessaire pour que le Rhône ait pu combler ce thalweg caillouteux au temps qui a suffi pour déterminer les atterrissements constatés depuis les temps historiques. $0^m,50$ de dépôts, formés depuis la tour Saint-Louis jusqu'aux derniers atterrissements actuellement visibles à l'embouchure du Rhône, ont suffi pour substituer sur la carte des terres à la mer, et pour permettre de calculer qu'une courbe littorale, tracée de Fos à Saint-Gilles ou Aigues-Mortes, est une côte maritime qui a dû exister il y a sept ou huit mille ans. Mais en dessous de cette ligne, il y a probablement encore des épaisseurs de sables et de limons qui pourraient conduire à décupler une évaluation de ce genre. Sans chercher à tirer aucune conclusion de données aussi incomplètes, disons seulement que la période des causes actuelles, c'est-à-dire la période stable, marquée par le développement de la race humaine, est déjà une longue période géologique et que le chiffre de six à sept mille ans, qu'on a cherché à établir par l'historique des dunes ou des atterrissements, approche très-peu de la réalité.

Les estuaires de la Seine et de la Gironde, ensevelis par des limons moins sableux et moins aptes à colmater que les alluvions du Rhône, ont cependant leur historique de dépôts et d'atterrissements. Les petits ports situés dans ces estuaires ont subi aussi des modifications et soutiennent des luttes constantes contre les atterrissements; nous nous rappelons avoir suivi les phases de ces luttes dans le petit port de Honfleur, où nous avons pu apprécier la lenteur d'action de ces limons fins et instables

comparativement à celle des alluvions de Saint-Gilles, d'Aigues-Mortes ou de Saint-Louis du Rhône.

Dans toute localité où l'homme a séjourné, les dépôts superficiels renferment des témoignages de sa présence. Dans les cavernes, ce sont des dépôts de cendres, de sables mélangés de pierres, dans lesquels on trouve les débris de son industrie et les ossements des animaux qui servaient à son alimentation. Dans certaines alluvions, ce sont les silex qu'il taillait sous des formes diverses pour fabriquer des armes ou des outils. Dans les sables des dunes, ce sont des débris de ses constructions ou même ses ossements, ensevelis par les sables mouvants. Dans les tourbières on a trouvé des cadavres entiers encore couverts de leurs habillements de peaux, accompagnés d'armes ou d'outils ou de débris d'animaux contemporains de l'âge de pierre.

L'homme des cavernes et des grandes alluvions fait son entrée paléontologique subitement, sans qu'aucune espèce intermédiaire ait annoncé sa venue, et les débris fossiles qui attestent son antiquité nous le montrent disputant l'asile des cavernes à l'ours spelæus, chassant le renne et l'aurochs et peut-être l'éléphant primigenius.

Dans beaucoup de localités on a trouvé des ossuaires humains et mélangés d'ossements de chevaux, de rennes et d'ours, avec des silex taillés sous les formes en usage avant l'âge de la pierre polie.

Près Solutré (Saône-et-Loire), un vaste gisement d'ossements a été récemment découvert. Tous ces ossements sont contenus dans une couche détritique de 2 à 5 mètres d'épaisseur avec une abondance telle que la localité porte de temps immémorial le nom de *Cros-Charnier*. On y trouve des cadavres entiers, des cendres et restes de foyer, que les débris de rennes reportent à l'époque glaciaire. Le terrain détritique superposé aux marnes du lias et situé au pied d'un escarpement de calcaire oolithique inférieur, ne contient pas de silex normal, et pourtant on y trouve en abondance des silex, tous plus ou moins taillés, avec la patine caracté-

ristique des premiers âges. Ces silex ont dû être, par conséquent, apportés de loin; ils représentent l'outillage de cette époque. Une réunion tenue à Solutré en 1873, sous la présidence de M. de Quatrefages, a décidé que ces débris représentaient une colonie humaine, à l'âge de la pierre taillée; nous citons de préférence cet exemple, parce qu'il est récemment découvert, mais il en existe un grand nombre d'analogues.

Les alluvions du Rhône.

Le delta du Rhône, contrée alluvienne nettement limitée sur la carte géologique, est sur le sol de la France l'expression la plus vaste des causes actuelles.

Le plan horizontal de cette contrée coupe celui de la Crau d'une manière rendue distincte par la différence de composition. Elle comprend la grande Camargue, placée dans l'intérieur des branches du Rhône et du petit Rhône, dont la surface est de 73000 hectares, et les plaines similaires des deux rives. Ce sont, sur la rive gauche, les plaines du plan du Bourg, traversées par le canal d'Arles à Bouc; sur la rive droite, celles qui aboutissent à la petite Camargue. Les alluvions du delta couvrent ainsi 110000 hectares. Le cordon littoral de la mer, de Fos à Aigues-Mortes, forme la base du triangle dont le sommet est à Arles.

Sur toute cette vaste étendue, on ne voit que plaines et lagunes ; point d'arbres, si ce n'est quelques lignes de bouquets, vers les dunes sablonneuses de la mer. Un horizon de lagunes et de roseaux, à peine limité par les digues qui encaissent le Rhône et ses divisions ; quelques constructions et hangars pour abriter des troupeaux errants et leurs bergers ; point de villages ni hameaux ; on se croirait dans les déserts des pampas américaines ou dans les steppes de l'Asie.

C'est que ce pays est frappé de *malaria*, comme les marais Pontins et comme les maremmes de la Toscane ; à un moindre degré cependant, les influences morbides étant souvent neutralisées par les vents du nord.

Lorsqu'on traverse ces plaines formées par des alluvions fertiles, où les irrigations et les colmatages seraient partout faciles, on se demande si l'on est réellement en France, ce pays où l'on parle et l'on écrit sur l'agriculture, où l'on a trouvé des capitaux pour toutes les entreprises lointaines. Voilà, sous nos yeux, une contrée de 100 000 hectares dans les conditions les plus simples comme assainissement et culture; elle reste insalubre et abandonnée à la vaine pâture. Que l'on compare le delta du Nil à celui du Rhône, la somme des travaux exécutés en Egypte au quasi-abandon dans lequel on a laissé le delta français et que l'on pose ensuite la question : Où est la civilisation, où est la barbarie ?

Les dépôts abandonnés par les eaux du Rhône sont pourtant comparables aux dépôts du Nil ; leur nature fertilisante est à la fois démontrée par la comparaison des analyses chimiques et par les pratiques agricoles. Partout où l'on a pu colmater le sol à un niveau suffisant, avec les eaux limoneuses du Rhône et de la Durance, on a obtenu des résultats qui rappellent ceux des cultures dans le delta du Nil.

Le limon du Nil contient 0,43 de silice; 0,24 d'alumine; 0,13 de peroyxde de fer; 0,05 de carbonate de chaux et de magnésie; 0,01 de magnésie; 0,028 de matières organiques, le reste en eau. Les limons du Rhône et de la Durance ont donné de 0,25 à 0,30 de quartz libre; 0,25 d'argile; 0,05 à 0,06 d'oxyde de fer; 0,30 à 0,40 de carbonate de chaux et de magnésie; 0,01 à 0,02 de matières organiques.

La fertilité de la Camargue paraît en raison de l'altitude du sol au-dessus du niveau de la mer. De la cote de 1^{m},50 à celle de 3 mètres les terrains sont productifs et susceptibles de culture; au-dessous de 1^{m},50 ils restent marécageux, les lagunes qui se dessèchent en été, mais subsistent pendant les saisons pluvieuses, étant élevées de moins d'un mètre au-dessus de la mer.

Le sol est de deux natures, suivant que dominent le sable siliceux ou le limon argileux.

Les sables dominent surtout dans la petite Camargue et sur

les cordons littoraux; sur beaucoup de points les vents les mettent en mouvement et en forment des dunes. De Saint-Gilles à Aigues-Mortes, le petit Rhône paraît avoir été ainsi ensablé, car, il y a environ quinze siècles, Saint-Gilles était un port dont l'activité est affirmée par les traditions et les documents historiques; la plus grande partie des eaux du Rhône devait y passer, et le long de son cours on avait construit une série de tours d'observation, comme on l'a fait depuis pour le Rhône actuel.

Ces districts sablonneux peuvent être plantés en pins; déjà il y existe des pinèdes assez étendues.

Dans la grande Camargue dominent les limons plus ou moins sablonneux, les plus aptes à la culture, mais dont une grande partie est neutralisée par les marécages et les oscillations de niveau de 12 000 hectares d'étangs et de lagunes; une autre partie par la salure du sol.

Cette salure du sol paraît résulter d'une imbibition du sous-sol par des eaux salées qui remontent à la surface, appelées en quelque sorte par l'évaporation puissante qui se produit en été, de manière à couvrir la surface d'efflorescences blanches de sel. Les terres salées, désignées sous la dénomination de *sansouires*, ne produisent que des plantes maritimes sans utilité; on ne peut les améliorer qu'en les dessalant, c'est-à-dire en y amenant les eaux du Rhône, que l'on doit ensuite épuiser mécaniquement.

L'étang de Valcarès est salé et la salure des sansouires environnantes est telle, qu'on a supposé qu'il devait exister dans les terrains du fond des dépôts salifères et des sources salées.

Les parties qui manquent d'altitude ou qui sont envahies par le sel restent à peu près dans l'abandon, si l'on ne compte pas comme produits, les joncs, les roseaux, les plantes marines dont on a fait des cendres et de la soude, ni quelques salines parmi lesquelles celles de Peccais sont les plus importantes.

Quant aux parties suffisamment élevées, le moyen d'assainissement et de culture le plus sûr est de mettre toute la surface en communication directe avec la mer, par un système de saignées et de rigoles qui déterminent un niveau fixe des eaux;

c'est le moyen pratiqué dans le delta du Nil, à défaut duquel on pourrait appliquer celui des polders endigués, avec moulins pour enlever les eaux.

Il semble encore que les plaines caillouteuses de la Crau juxtaposées aux étangs du Bourg pourraient fournir les moyens de mise en valeur par des remblais qui en exhausseraient les surfaces. Que l'on suppose cette mer de galets mise en communication par une série de petits chemins de fer avec les marais du plan ; les galets pourront être enlevés et rejetés dans les limons des terrains marécageux, où ils disparaîtront en soulevant les limons à la surface. On relèverait ainsi tout le plan du Bourg, et en y maintenant les canaux d'écoulement on obtiendrait un sol fertile et assaini. D'autre part, les gros galets de la Crau, enlevés des surfaces caillouteuses, y laisseraient une tranche des terres rouges qui les empâtent, assez épaisse pour former une terre arable, de telle sorte que les deux plaines se trouveraient ainsi fécondées.

La Camargue, une fois assainie, se peuplerait rapidement. Les populations méridionales ont, en effet, pour la petite culture, une aptitude et un goût tout particuliers ; délivrées de la crainte des fièvres paludéennes, elles afflueraient vers la contrée où elles seraient sûres de trouver des terres fertiles et à bon marché.

L'initiative de ces travaux d'amélioration et d'assainissement appartient au gouvernement, parce que ce sont des travaux d'utilité publique qui doivent embrasser des espaces considérables, et qui ne peuvent être exécutés qu'à la condition de pouvoir surmonter les résistances des propriétaires indifférents ou intéressés à prolonger l'état actuel.

L'histoire de la Camargue est du plus grand intérêt, précisément parce que c'est une contrée abandonnée pour laquelle il y a beaucoup à faire ; cette histoire a été tracée de la manière la plus complète par M. Elie de Beaumont et par M. de Villeneuve.

Nous y remarquons d'abord la démonstration de ce fait que le

Rhône a dû d'abord couler entièrement sur la rive droite du delta, c'est-à-dire d'Arles à Saint-Gilles et à Aigues-Mortes. La configuration géologique du sol tend, en effet, à démontrer que le thalweg formé par les cailloux de la Crau a dû être rejeté de ce côté. La pente de la Crau est accusée dans ce sens ; ses cailloux ont atteint ce littoral extrême et sont venus butter sur les reliefs tertiaires de Saint-Gilles.

Le port de Saint-Gilles, dont la tradition a conservé le souvenir, est ainsi expliqué ; c'était un reste de la première hydrographie du Rhône. Ainsi s'explique également la prédominance des sables dans la petite Camargue : le courant était là plus direct et plus volumineux, il déposait des sables; les limons argileux allaient au delà se perdre dans la mer d'Aigues-Mortes.

Ce premier régime était déjà bien changé il y a deux mille ans; la majeure partie des plaines de la rive droite du delta avait été ensablée et le Rhône, rejeté sur la rive gauche, ne laissait plus de l'autre côté que le vieux Rhône et le Rhône mort. Il y a, en effet, près de deux mille ans, Marius, pendant un long séjour à Fos, qui était alors un port accessible et actif, faisait exécuter un canal remontant jusqu'à Arles à travers le plan du Bourg; il reste encore des traces de cet ancien canal, qui a été remplacé par celui d'Arles à Bouc, le port de Fos ayant cessé d'exister.

La branche du grand Rhône s'est développée d'une manière progressive jusqu'à l'époque actuelle. La saillie que forment ses bouches s'est accrue et continue à s'accroître avec une vitesse qui a été évaluée de 30 à 50 mètres par année. La tour Saint-Louis, construite en 1737, qui était à 2 kilomètres de l'embouchure, en est aujourd'hui à plus de 7 kilomètres; tandis que, sauf les ensablements de sa lagune, le port d'Aigues-Mortes ne paraît pas s'être modifié.

LES ALLUVOINS ACTUELLES.

Les alluvions anciennes ou modernes se confondent le plus souvent avec les terrains tertiaires, en vertu de leur peu d'alti-

tude et de leur configuration en pays de plaines. Ces surfaces tertiaires et alluviennes sont également celles dont le climat est le plus doux; les cours d'eau de tout ordre, ralentis sur leurs pentes adoucies, y sont à la fois des éléments de fertilité et des voies de communication; il est donc naturel de voir les populations s'y porter de préférence dès l'origine des agglomérations humaines. Ajoutons que les roches en alternances de composition variée, hygrométriques, peu résistantes à la décomposition et aux manutentions agricoles, présentent des conditions de fertilité plus favorables que partout ailleurs.

Il n'est donc pas étonnant de trouver une population agglomérée, une ville capitale, partout où ces conditions des terrains tertiaires et alluviens se trouvent réunies. Paris et Bordeaux se sont développés au centre des deux bassins tertiaires les plus importants de la France.

Les bassins de l'intérieur et les fractions de bassins du littoral ont joué le même rôle pour l'agglomération des populations; Moulins, Roanne, Clermont, le Puy en Velay, Montpellier, Nîmes, Marseille, Nice, Montauban, Toulouse, Agen, etc., ont en quelque sorte des situations commandées par les conditions géologiques, au milieu de terrains moins bien partagés.

Ces avantages des terrains tertiaires et alluviens n'existent pas toujours; telle condition de composition du sol peut annuler tout avantage résultant de l'altitude et du climat. Dans la Crau, par exemple, ce sont les cailloux volumineux; dans les Landes et dans la Dombes, c'est la nature imperméable du sous-sol; dans la Sologne et la Brenne, c'est la même cause, jointe à la présence des sables superficiels; dans les Dunes, ce sont les sables les plus fins et les plus mobiles.

Les terrains tertiaires et alluviens présentent ainsi un contraste remarquable des surfaces les plus fertiles et les plus stériles.

Les plus stériles sont les surfaces composées de sables exclusivement siliceux; les plus fertiles sont celles qui ont été couvertes par des limons réunissant ce que l'on a appelé les trois grandes composantes du sol végétal : le *calcaire* et l'*argile* en

parties ténues, et les grains *siliceux* servant de matière divisante.

Dans tous les pays de montagnes il existe de larges vallées ou des enceintes semi-circulaires dont les fonds, aplanis par des alluvions réunissant ces trois composantes, constituent de petites contrées géologiques remarquables par leur sol horizontal et par leur fertilité. Tels sont les fonds de la Limagne, du Graisivaudan, des paluns d'Avignon, etc.

Le *Graisivaudan* est la vallée de l'Isère sur environ 60 kilomètres de longueur, depuis Chapareillan jusqu'à Voreppe. Le fond alluvien forme dans cette vallée une nappe plane, dont la largeur serait tout à fait régulière et de 3 kilomètres au moins, si les cônes de déjection des torrents latéraux ne la réduisaient en plusieurs points à 1 500 mètres. Le sol limoneux est d'une fécondité remarquable, secondée par les eaux abondantes et divisées qui descendent des versants élevés qui l'encaissent; il présente l'aspect du jardin le plus productif, et fournit chaque année double récolte : par les plantes annuelles et herbacées des cultures, et par les arbres et les hautains qui les dominent.

Les *paluns de Vaucluse* sont une vaste plaine : ancien marécage où divaguaient les eaux de la Sorgues, de l'Ouvèze, de l'Auzon et de la Nesque, qui sont aujourd'hui desséchés. Le sol des paluns a une juste célébrité; la culture de la garance, qui s'y est développée, en démontre à la fois la fertilité et la profondeur. Il est composé de limons un peu sableux et très-coquillier, qui formait le fond d'un ancien lac dont on distingue parfaitement les limites sur la carte de l'état-major.

La *Limagne* comprend le terrain alluvien de l'Allier, dans toute la partie où ces alluvions, formées aux dépens des terrains calcaires et marneux des coteaux tertiaires encaissants, se trouvent mélangées aux alluvions volcaniques qui descendent des montagnes de l'Ouest. Elle commence par conséquent dans les plaines qui s'étendent au-dessous de Riom et de Clermont et remonte jusqu'au delà d'Issoire. Ce mélange d'éléments calcaires argileux, siliceux et feldspathiques semble avoir développé la fécondité du sol au degré le plus élevé.

Ainsi les alluvions très-divisées, lorsqu'elles réunissent les éléments variés favorables à la végétation, constituent les sols les plus fertiles.

Sur une échelle réduite nous voyons les eaux pluviales entraîner sur les déclivités montagneuses les terres chargées d'humus et de limons que les inondations annuelles vont stratifier sur les plaines qui forment les fonds. De là un contraste général entre les déclivités arides et ravinées des hauteurs et les surfaces planes et fertiles de la plaine. Ces contrastes sont frappants au pied des côtes néocomiennes et jurassiques qui forment la corniche méditerranéenne, depuis Marseille jusqu'à Nice; nous avons déjà dit comment l'agriculture et les populations s'étaient développées dans toute cette région littorale, en raison de l'étendue et de la fertilité des plaines alluviales situées au pied des versants montagneux.

Il reste démontré par tout ce qui précède que les surfaces obtenues par les alluvions des cours d'eau actuels sont les plus favorables à la culture ; le moyen le plus puissant que l'homme ait à sa disposition pour améliorer les terres, pour en conquérir de nouvelles, est la direction de ces alluvions naturelles.

Dans un ouvrage spécial, intitulé *Traité d'hydraulique et de géologie agricole*, M. Duponchel, ingénieur des ponts et chaussées, a exposé tout ce qui a été fait en ce sens sur les côtes de la Méditerranée, depuis l'aménagement des eaux de la Vidourle et le colmatage des étangs de Mauguio et du canal de Beaunin jusqu'aux alluvions de l'Aude, exemples qui démontrent la haute utilité de ces entreprises.

Le delta de l'Aude est moins important par son étendue de 19000 hectares que par les efforts qui ont été faits pour colmater les lagunes et mettre en valeur les dépôts limoneux.

M. Duponchel évalue par exemple à 100 millions de mètres cubes d'eaux troubles la quantité introduite par année (de 1850 à 1859) dans l'étang de Capestang, il évalue les dépôts obtenus à la proportion de 0,0012 de limons tenus en suspension.

L'Aude est plus limoneuse que le Rhône, car la période des eaux limoneuses étant évaluée à cent jours et correspondant aux deux tiers environ du débit total de l'année, soit 1400 millions de mètres cubes d'eaux troubles, représenterait une masse de sédiments de 1000000 mètres cubes par année; soit la dixième partie des limons entraînés par le Rhône pour une surface de bassins vingt fois moindres; les eaux seraient donc deux fois plus chargées.

La roubine de Narbonne, canal en partie artificiel, et l'Aude, du côté de l'est, dessinent le delta.

Les montagnes de la Clape, qui surgissent au centre, ont singulièrement facilité les dépôts, qui s'étendent sur une longueur de 25 kilomètres, bien au-dessous de Narbonne, jusqu'à la Nouvelle.

M. Duponchel a développé les moyens qui pourraient aujourd'hui accroître le domaine des terres conquises et régulariser ces colmatages importants, en prenant pour point de départ les résultats obtenus dans le delta de l'Aude. Il a exposé les procédés qui, grâce aux alluvions modernes, permettraient de créer, sur toute la longueur des Pyrénées, des alluvions artificielles qui seraient ensuite déposées sur des sols stériles, et développé un projet d'un grand intérêt au point de vue de l'amélioration des landes.

« Le sol des landes se rattache, dit-il, par une ligne de faîte continue au plateau de Lannemezan, adossé lui-même aux contre-forts des Pyrénées. Une dérivation déjà existante conduit les eaux de la Neste sur le plateau de Lannemezan, à la cote de 630 mètres. »

Après avoir démontré la possibilité de réunir sur ce point un volume d'eau suffisant pour alimenter un canal qui les déverserait sur les landes, M. Duponchel propose d'ouvrir dans les collines tertiaires qui rayonnent autour du plateau de Lannemezan des carrières d'abatage des roches et de leur dilution sous forme de limons, par le procédé des jets d'eau, usité en Amérique pour le déblai et l'entraînement des roches alluviennes. Ces

limons, dilués dans le canal des Landes, seraient employés à colmater et fertiliser les surfaces sablonneuses.

Ce canal, d'après ses calculs, pourrait conduire pendant huit mois un cube de 12 millions de mètres de limons qui, à raison de 500 mètres par hectare, suffiraient pour fertiliser annuellement 24 000 hectares de landes.

Ces questions de géologie agricole, soit par l'emploi des alluvions naturelles, soit par la production d'alluvions artificielles, sont encore une application de la géologie et marquent le terme de ce travail, en mettant en évidence le parti que l'on peut tirer des phénomènes sédimentaires de l'époque actuelle.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I.

LA CARTE GÉOLOGIQUE.

Les contrées géologiques..... 10
Relief et formes du sol..... 17
Les lignes de faîte et les thalwegs..... 21
Bassins géologiques et hydrographiques..... 28
Les grandes vallées..... 45
Action des eaux sur la surface du sol..... 52
Les alluvions glaciaires..... 62
Roches métamorphiques et minéraux accidentels..... 66
Végétation spontanée et exploitation agricole du sol..... 76

CHAPITRE II.

LES PAYS DE MONTAGNES, CONTRÉES GÉOLOGIQUES FORMÉES PAR LES TERRAINS GRANITIQUES ET DE TRANSITION.

Le plateau central de la France..... 93
Le Morvan et le Charollais..... 100
Chaînes du Beaujolais, du mont d'Or lyonnais, du Pilat et du Forez..... 105
Les Cévennes et la Lozère..... 116
Le plateau du Limousin..... 125
La Bretagne, la Vendée, le Cotentin..... 133
Les Vosges..... 144
L'Ardenne..... 148
Les Alpes françaises..... 151
Les Maures et l'Esterel..... 186
Les Pyrénées..... 191
Les montagnes Noires et les Corbières..... 212

CHAPITRE III.

CONTRÉES PORPHYRIQUES, TRAPPÉENNES ET VOLCANIQUES.

Granites éruptifs 220
Contrées porphyriques 230
Porphyres du plateau central 233
Roches porphyriques et trappéennes des Alpes et des Pyrénées 239
Contrées volcaniques 248
Le Cantal 250
Les monts Dores 259
Le Puy-de-Dôme 265
Chaîne orientale du Velay 267
Contrées basaltiques du Velay, du Vivarais et de l'Auvergne 273
Chaîne des puys 291

CHAPITRE IV.

CONTRÉES HOUILLÈRES.

Bassin du Nord et du Pas-de-Calais 309
Houillères de l'Ouest. Bassin de la basse Loire 324
Bassin de la Vendée 329
Zone des bassins du Centre 332
Bassins de l'Allier 333
Bassin de Saint-Éloi 337
Bassin de Bort et Champagnac 339
Bassin de Decize 340
Bassin d'Ahun 342
Bassin de la Corrèze 343
Bassin de Brassac 344
Bassin d'Autun 350
Bassin du Creusot et de Blanzy 352
Bassin de Saint-Étienne et Rive-de-Gier 365
Bassin de Ronchamps 376
Bassin des Alpes 280
Zone des bassins houillers du Midi 383
Bassin d'Aubin et Decazeville 384
Bassin des Palanges 388
Bassin de Carmaux 390
Bassin de Graissessac 391
Bassin de Roujan 394

Bassin du Vigan..... 395
Bassin du Gard..... 397
Bassin du Var..... 405
Bassins des Corbières et des Pyrénées..... 406

CHAPITRE V.

CONTRÉES SECONDAIRES.

Contrées pénéennes et triasiques..... 414
Contrées jurassiques..... 425
Le lias..... 429
Zones jurassiques du bassin septentrional..... 435
Le Jura..... 449
Contrées jurassiques du Midi..... 457
Les contrées crétacées..... 468
Le pays de Bray..... 480
Les terrains crétacés du Midi..... 484
Massif de la grande Chartreuse..... 489
La Provence..... 492
Terrains crétacés des bassins de l'Aude et de la Garonne..... 499

CHAPITRE VI.

CONTRÉES TERTIAIRES ET ALLUVIENNES.

Bassin tertiaire de Paris..... 509
Bassins tertiaires des hautes vallées de la Loire et de l'Allier..... 528
Terrains tertiaires du Midi; bassins de la Garonne, de l'Aude, du delta du Rhône..... 530
Contrées pliocènes et quaternaires..... 540
Le lœss pyrénéen..... 544
La Bresse et la Dombes..... 550
La Crau..... 555
Les grandes alluvions, la tourbe..... 557
Les causes actuelles..... 562
Le delta du Rhône, la Camargue..... 573
Le delta de l'Aude; les alluvions actuelles..... 577

Paris. — Typographie A. Hennuyer, rue du Boulevard, 7.